
AKADEMİK PERSPEKTİFTEN YER BİLİMLERİ VE MÜHENDİSLİĞİ

Editör: Doç.Dr. Ali Müjdat ÖZKAN



yaz
yayınları

Akademik Perspektiften Yer Bilimleri ve Mühendisliği

Editör

Doç.Dr. Ali Müjdat ÖZKAN

yaz
yayınları

2025

**Akademik Perspektiften Yer Bilimleri ve
Mühendisliği**

Editör: Doç.Dr. Ali Müjdat ÖZKAN

© YAZ Yayınları

Bu kitabın her türlü yayın hakkı Yaz Yayınları'na aittir, tüm hakları saklıdır. Kitabın tamamı ya da bir kısmı 5846 sayılı Kanun'un hükümlerine göre, kitabı yayınlayan firmanın önceden izni alınmaksızın elektronik, mekanik, fotokopi ya da herhangi bir kayıt sistemiyle çoğaltılamaz, yayınlanamaz, depolanamaz.

E_ISBN 978-625-5596-72-7

Haziran 2025 – Afyonkarahisar

Dizgi/Mizanpaj: YAZ Yayınları

Kapak Tasarım: YAZ Yayınları

YAZ Yayınları. Yayıncı Sertifika No: 73086

M.İhtisas OSB Mah. 4A Cad. No:3/3
İscehisar/AFYONKARAHİSAR

www.yazyayinlari.com

yazyayinlari@gmail.com

info@yazyayinlari.com

İÇİNDEKİLER

Isotope ($\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) Chemostratigraphy of Çaltepe Limestone (Lower-Middle Cambrian) (Hüyük, Konya, Türkiye)	1
--	----------

Ali Müjdat ÖZKAN

Chemostratigraphy of the Gölboğazı Formation Carbonates (Upper Devonian) Around Söğüt Yayla-Meydancık Yayla (Konya, Türkiye) in Southwest of Hadım	21
---	-----------

Ali Müjdat ÖZKAN

Duraylı İzotoplarla İlgili Genel Bilgiler ve Kullanım Alanları.....	40
--	-----------

Hüseyin SENDİR, Kadir SARIİZ

Bitlis Ahlat İlçesinin Jeolojik ve Jeoteknik Etkilerinin Araştırılması	52
---	-----------

Emrullah KANDEMİR, Derya KOCA

"Bu kitapta yer alan bölümlerde kullanılan kaynakların, görüşlerin, bulguların, sonuçların, tablo, şekil, resim ve her türlü içeriğin sorumluluğu yazar veya yazarlarına ait olup ulusal ve uluslararası telif haklarına konu olabilecek mali ve hukuki sorumluluk da yazarlara aittir."

**ISOTOPE ($\delta^{87}\text{Sr}/\delta^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$)
CHEMOSTRATIGRAPHY OF ÇALTEPE
LIMESTONE (LOWER-MIDDLE CAMBRIAN)
(HÜYÜK, KONYA, TÜRKİYE)**

Ali Müjdat ÖZKAN¹

1. INTRODUCTION

As stressed by Hayashi et al. (1997), sediments are dependable records of alters in physical, chemical, and biological conditions before, during, and after their deposition, and the changes are described through mineralogical and geochemical compositions. Chemostratigraphy is a discipline that enables the stratigraphy of the sequences to be revealed based on the elemental and isotopic changes of geochemical analysis values obtained from sedimentary rocks. Its applicability to sediments of any lithology found in any place and deposited in any environment is an important advantage of chemostratigraphy.

Chemostratigraphy can be divided into two parts: elemental and isotope chemostratigraphy.

Chemostratigraphy can be separated into two parts: elemental and isotope chemostratigraphy. Individual sedimentation events form more or less homogeneous bulk chemistry of sediments at varying temporal and spatial scales. This is emerging as a reliable stratigraphic method for defining homogeneities and classifying stratigraphic records and correlating layers at varying spatial-temporal scales, and is called

¹ Doç. Dr., Konya Teknik Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, amozkan@ktun.edu.tr, ORCID: 0000-0001-6686-327X.

“chemical stratigraphy” (Ramkumar, 2015). Therefore, this method is quite helpful in providing stratigraphic correlation in cases where other formal stratigraphic methods have limitations or do not reach the required spatiotemporal resolution. The study of geochemical changes in stratigraphic context has gained significance since the 1980s. In chemostratigraphy studies, a systematic order is classified as zones, subzones, sections, subsections, units, and subunits.

Traditional geochemical assessment of post-depositional alteration of carbonate rocks is largely based on the relative abundances of Mn, Fe, Rb, and Sr (e.g. Brand & Veizer, 1980). Element ratios such as Mn/Sr, Fe/Sr, Ca/Sr, and Rb/Sr are widely used as geochemical criteria to identify the least disturbed carbon, oxygen, and Rb–Sr systems. Geochemical assessment of post-depositional alteration of carbonate has been refined for high-grade rocks by Melezhik et al. (2003), who suggested that the screening criterion level selected for high-grade carbonate rocks with Sr content >1000 ppm should be significantly higher than that used for non-metamorphosed rocks (e.g. $\text{Mn/Sr} \leq 0.02$). It has also been suggested that the Mg/Ca ratio (≤ 0.02) is a very sensitive parameter for determining any disturbance of the Rb–Sr system (Melezhik et al., 2014).

Stable isotopes of oxygen, carbon, and strontium are widely used in paleoclimatic, paleoecological, and paleobiological studies. Oxygen and carbon isotopes are the most important and have been used in many studies. Stable isotopes provide quantitative data on paleotemperatures, metabolic rates, food webs, paleosalinity, paleodeposition and evaporation rates, glacier ice volumes, organic carbon production and burial, and other processes related to paleoclimatic/biological/ecological change. While oxygen and carbon record paleoclimatic, biological, and paleoecological processes, strontium reflects the composition of rocks on Earth's surface, and its values are

indirectly reflected in climate because they are a proxy for global weathering rates and seafloor spreading.

The study field includes an area around the Göçeri Neighborhood of Hüyük (Konya) district, southeast of the Sultandağları Massif, located on the northern edge of the central part of the Menderes-Taurus block within the Taurides Main Tectonic Unit (Figure 1). The purpose of this study is to determine chemostratigraphic features for the Lower-Middle Cambrian Çaltepe Formation limestones. As demonstrated by Delpomdor and Pr  at (2013), a very important subject in any study on clastic/carbonate chemostratigraphy is whether the original depositional sign is protected or not. The Çaltepe limestones in this study display very unimportant change (Mn/Sr ratios range from 1.24 to 4.13; average 2.22) and are convenient for accurate results in chemostratigraphic studies.

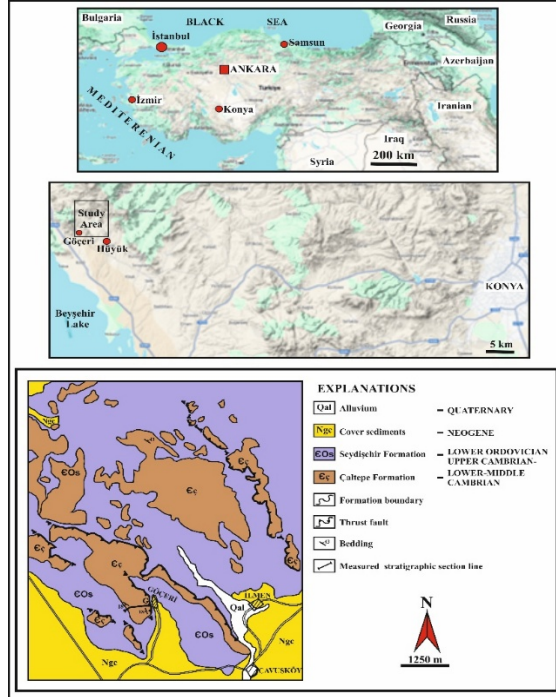


Figure 1. Location & geological maps of the study area

2. RESULTS AND DISCUSSION

The base of the Çaltepe Formation limestones is not seen in the study area. However, Özgül (1997) stated in his study around Bozkır-Hadim-Taşkent that the Çaltepe limestones overlie the Lower Cambrian Hamzalar Formation (consisting of black-grey shales with sandstone intercalations) with a conformable contact.

The Çaltepe Formation is generally composed of beige-grey dolomite, dolomitic limestone and limestone in the lower part, and pink nodular limestone in the upper part. However, in our study area, they consist only of beige-grey, medium-thick layered limestones (Figure 2A) and pink, thin-medium layered nodular limestones (Figure 2B) in the uppermost part.

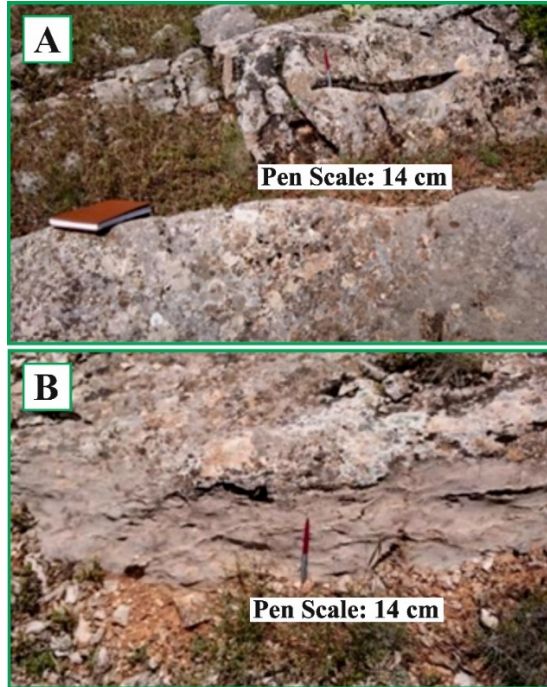


Figure 2. Limestones of the Çaltepe Formation. A) grey-coloured, medium-thick bedded limestone, B) pink-coloured, medium-bedded limestone (northwest of Göçeri District)

In this study, Çaltepe Formation limestones are formed as micritic limestone (mudstone), micritic limestone (wackestone), microsparitic limestone, pelleted micritic limestone (wackestone-packstone), micritic limestone (wackestone), fossiliferous-pelleted micritic limestone (wackestone-packstone), nodular limestone: fossiliferous-pelleted micritic limestone (wackestone-packstone), and nodular limestone: fossiliferous-pelleted micritic limestone (wackestone-packstone) microfacies from bottom to top (Figure 3).

While the Çaltepe Formation conformably overlies the Hamzalar Formation in its lower contact, it is conformably overlain by the Seydişehir Formation in its upper contact (Figures 1 & 3). The thickness of the Çaltepe Formation limestones is 285 meters according to the measured stratigraphic section.

Although the Taurus Mountains are the oldest rock unit whose age can be determined by fossils, no fossils were encountered in this study that could provide an age. However, previous researchers Dean and Monod (1970) stated that the upper half of the dolomitic limestone member in the Seydişehir region contained trilobites indicating Early Cambrian in the lower part, and Middle Cambrian in the upper part. In this study, the unit was given an Early-Middle Cambrian age.

The microfacies features of the limestones of the Çaltepe Formation that it was deposited in a shallow and open marine (carbonate shelf) environment.

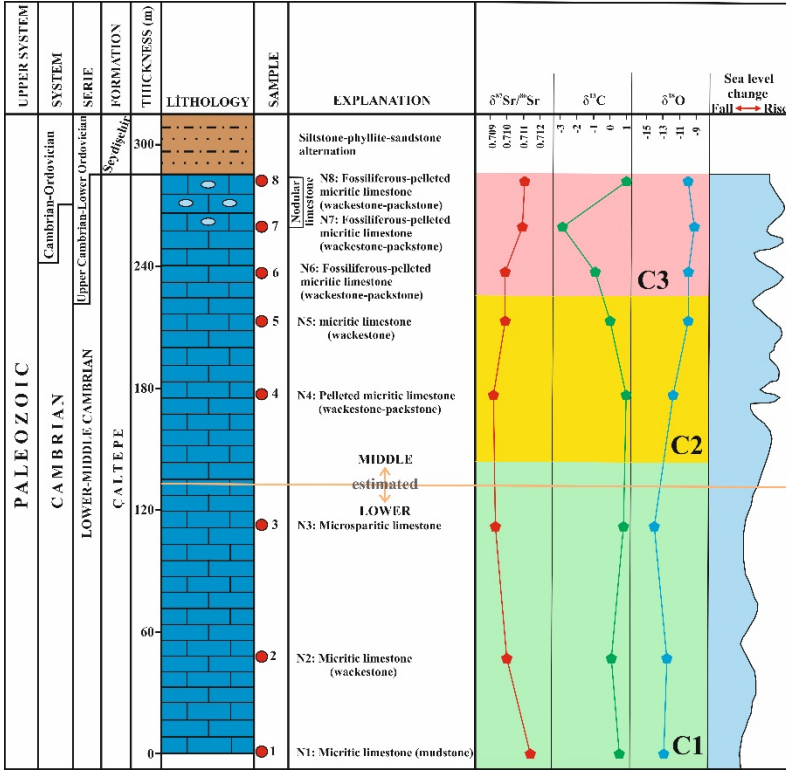


Figure 3. Measured stratigraphic section of Çaltepe Formation. (Lower-Middle Cambrian sea level change graph from Ogg et al., 2016)

The geochemical results of Çaltepe limestones are given in Table 1.

Table 1. $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ and $\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope values and some element ratios of Çaltepe Formation limestones

Sample	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Mn/Sr	Fe/Sr	Rb/Sr	Mg/Ca	Temp-erature
G8	-9.91	1.01	0.711138	2.80	32.42	0.0825	0.0060	63
G7	-9.18	-2.90	0.710823	4.13	45.43	0.1094	0.0067	58
G6	-9.86	-1.10	0.710047	1.74	9.05	0.0399	0.0044	62
G5	-9.92	-0.09	0.710042	1.24	9.36	0.0402	0.0102	63
G4	-11.73	1.01	0.709190	1.30	7.05	0.0067	0.0073	75
G3	-14.16	0.77	0.709305	2.33	3.36	0.0018	0.0065	93
G2	-12.64	0.22	0.710250	1.74	12.56	0.0365	0.0074	81
G1	-12.90	0.56	0.711356	2.49	6.37	0.0187	0.0115	86

Mn/Sr, Fe/Sr, Rb/Sr, and Mg/Ca ratios (Table 1) were used to evaluate the atmospheric alteration and diagenetic alteration degrees of Çaltepe limestone samples.

Kaufman & Knoll (1995) stated that limestones and dolostones with Mn/Sr ratios <10 generally preserve the primary $\delta^{13}\text{C}$ isotope signatures of seawater during deposition. The Mn/Sr ratios of the Çaltepe limestone samples vary between 1.24 and 4.13 (Table 1). This shows that our samples, except for one sample, are <3 and have undergone insignificant diagenetic alteration and can be used in chemostratigraphy studies. The absence of a positive correlation between the Mn/Sr ratios and the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope values of the Çaltepe limestones also supports this interpretation (Figure 5A, H).

The Fe/Sr ratios of the studied samples range from 3.36 to 45.43 (Table 1). It is low in one sample, high in two samples, and relatively high in the other samples, indicating some alteration. This view is also consistent with the Fe >1000 ppm (except for one sample) (Table 2). In addition, the weak positive correlation ($r = 0.51$) between Fe and Mn (Figure 4E) also suggests diagenetic Fe and Mn enrichment and low alteration.

Table 2. Some elemental values of Çaltepe limestone samples

Sample	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Ca (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)
G8	5385	464.7	320896	166.1	13.7
G7	5106	464.7	340049	112.4	12.3
G6	1609	309.8	372568	177.7	7.1
G5	1748	232.3	354783	186.7	7.5
G4	1678	309.8	384932	238.1	1.6
G3	559	387.2	383727	166.1	0.3
G2	2238	309.8	366135	178.2	6.5
G1	1189	464.7	381930	186.6	3.5

In the studied samples, there is no correlation relationship between Mg/Ca and Mn/Sr ratios, while there is a moderate positive correlation between Mg/Ca ratios and $\delta^{18}\text{O}$ isotope values. In addition, no correlation relationship was observed between Mg/Ca ratios and $\delta^{13}\text{C}$ isotope values. Considering these

data, it is observed that the $\delta^{18}\text{O}$ isotope values in our samples became heavier with the increase in Mg content of Çaltepe limestone samples. Therefore, the factor that caused the increase in Mg content in the water mass also caused the $\delta^{18}\text{O}$ isotope values to become heavier. This can be explained by the mixing of Mg-rich cold waters with heavier $\delta^{18}\text{O}$ isotope contents into the relatively high-temperature shallow marine waters.

The temperatures to which carbonate rocks are exposed during diagenetic processes can be calculated (Table 1) with the formula suggested by Fritz & Smith (1970). A moderate negative correlation ($r = 0.55$) is observed between the calculated temperature values and Mg/Ca ratios of the studied samples. From this, we can suggest that the Mg abundance in the Çaltepe limestone samples is controlled not by diagenetic processes but by primary sedimentation processes in the depositional basin. Probably, the reducing hot formation waters formed under the increasing temperature and pressure conditions during diagenetic processes must have remobilized and removed some of the primary magnesium content in the carbonate sediment and caused the Mg abundance to decrease.

The binary plots of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Mn, Mn/Sr, Fe, and Fe/Sr demonstrate relatively meaningful positive correlations ($r = 0.6598$, $r = 0.5802$, $r = 0.5639$ and $r = 0.5395$, respectively; Figure 4A-D). Additionally, the binary correlations of Mn with Fe and Mn/Sr with Fe/Sr are also significant ($r = 0.5136$, $r = 0.8163$, respectively; Fig. 4E, F). These positive correlations observed in Figure 4 are consistent with the prediction of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ trends towards higher values with Sr depletion and Mn and Fe enrichment (for instance, Hu et al., 2022) during diagenetic alteration.

Although some samples meet geochemical criteria, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values are higher than Cambrian seawater (0.7085 to

7095, Figure 6), indicating that diagenesis or other post-depositional processes continue to affect $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

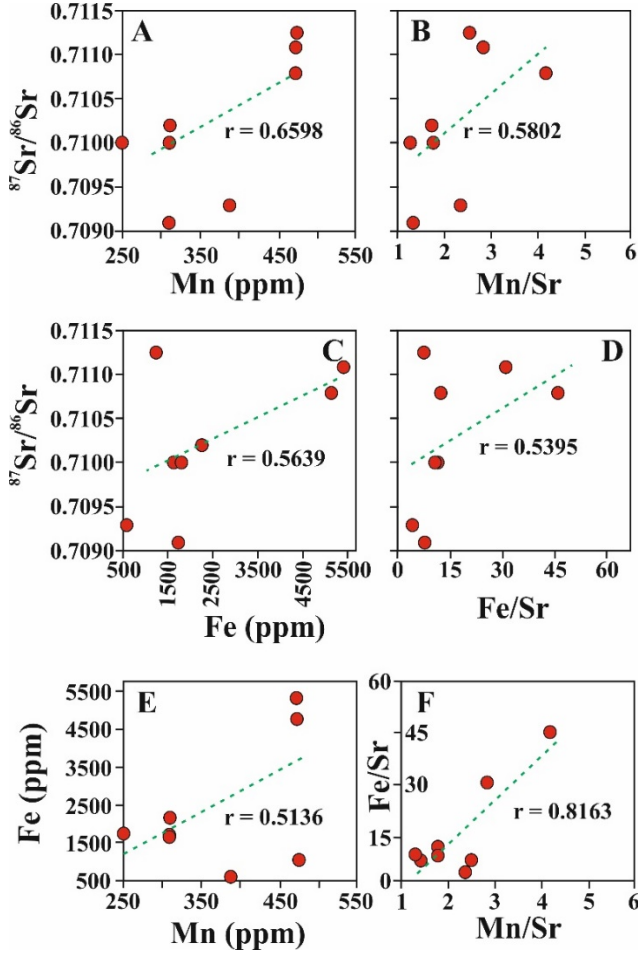


Figure 4. Some elements, element ratios, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope binary diagrams of Çaltepe limestone samples

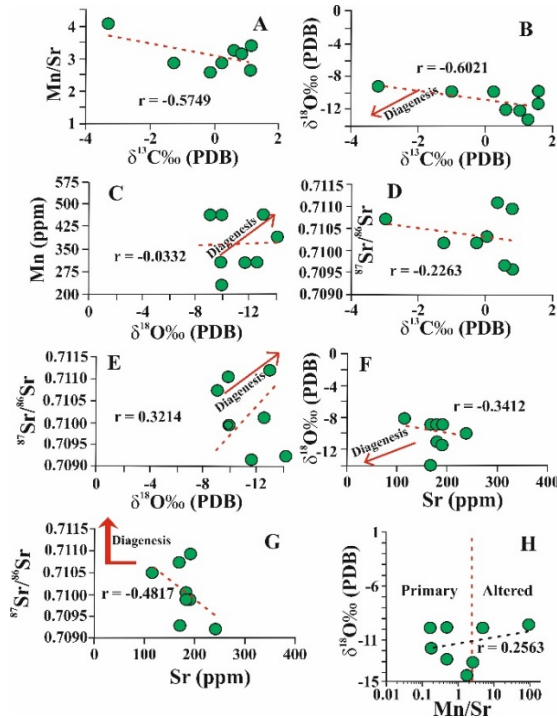


Figure 5. Some elements, element ratios, and δO , δC , and δSr isotopes binary diagrams of Çaltepe limestone samples

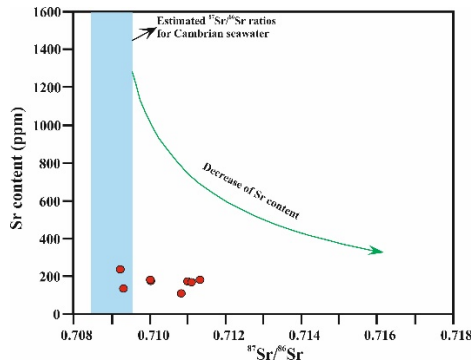


Figure 6. Cross-plot of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Sr for the Cambrian Çaltepe limestone. The Sr-isotope range of coeval seawater marked in turquoise refers to Veizer et al. (1999)

According to the change in isotope values of Çaltepe limestones, three chemozones, C1, C2, and C3, were defined from bottom to top (Figure 3).

In the C1 zone, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope value shows a continuous decrease (Table 1 & Figure 3). In the C1 zone, the $\delta^{13}\text{C}$ isotope value first demonstrates a slight decrease and then a slight increase (Table 1 & Figure 3). Again, in the C1 zone, the $\delta^{18}\text{O}$ isotope value first displays a very slight increase and then a decrease (Table 1 & Figure 3).

In the C2 zone, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope value indicates a very slight decrease and then a slight increase (Table 1 & Figure 3). In the C2 zone, the $\delta^{13}\text{C}$ isotope value demonstrates a very slight increase and then a significant decrease (Table 1 & Figure 3). Again, in the C2 zone, the $\delta^{18}\text{O}$ isotope value displays a significant and continuous increase (Table 1 & Figure 3).

In the C3 zone, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope value is first stable, then shows significant and very slight increases (Table 1 & Figure 3). In the C3 zone, the $\delta^{13}\text{C}$ isotope value indicates a significant decrease, then a significant increase (Table 1 & Figure 3). Again, in the C3 zone, the $\delta^{18}\text{O}$ isotope value first displays a slight increase, then a slight decrease (Table 1 & Figure 3).

Diagenesis can result in slightly decreased $\delta^{13}\text{C}$ values, greatly decreased $\delta^{18}\text{O}$ values, and possibly elevated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values (Derry et al., 1994; Zhang et al., 2022). The $\delta^{13}\text{C}$ signature is more conservative than the $\delta^{18}\text{O}$ signature in its response to subsequent diagenesis, so $\delta^{18}\text{O}$ values can be an effective proxy for identifying diagenesis (Kaufman et al., 1991; Veizer et al., 1999; Zhang et al., 2022). It is generally believed that $\delta^{18}\text{O}$ values lower than around -10‰ indicate that the samples have undergone strong diagenetic alteration and that oxygen and carbon isotope values are no longer reliable (Derry et al., 1994; Zhang et al., 2022). However, since the initial $\delta^{18}\text{O}$ value of

Phanerozoic seawater is -8‰ and the $\delta^{18}\text{O}$ values in Cambrian seawater vary between -10‰ and -7‰ (Montañez et al., 2000; Veizer et al., 1999; Zhang et al., 2022), it can be concluded that carbonate rocks may still preserve a primary environmental signal even if the $\delta^{18}\text{O}$ values are lower than -10‰ . Therefore, the δO , δC , and $\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope values of Çaltepe limestones can be used to provide accurate results in chemostratigraphic studies.

Additionally, The different responses of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ signatures to diagenesis allow their relationship to be used to distinguish carbonate samples that have undergone diagenetic alterations (Kaufman et al., 1991; Zhang et al., 2022). If there is no positive correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in marine carbonate samples, it can be concluded that they retain their original carbon and oxygen isotopic signatures (Derry et al., 1994; Kaufman et al., 1991; Veizer et al., 1999; Zhang et al., 2022). Reference to Figure 5B indicates that there is no significant covariation of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values, which excludes the possibility of post-depositional fluid exchange (Figure 5B). Furthermore, the cross plot of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values shows no correlation and there is no obvious trend in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values (Figure 5E), supporting the conclusion that the effects of diagenesis on the isotopic values are minimal.

The strontium isotopic composition of seawater is specified principally by the balance between radiogenic Sr delivered to the oceans via continental weathering (global average riverine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7119; Palmer and Edmond, 1989; Qing et al., 1998) and relatively unradiogenic Sr released by mid-ocean ridge hydrothermal systems ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ about 0.7035; Palmer and Elderfield, 1985; Qing et al., 1998). An enhancement in continental erosion rate would, theoretically, raise the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of seawater, whereas an enhancement in hydrothermal activity should give rise to the opposite effect (Qing et al., 1998). The secular variations in strontium isotopic values of seawater

through geologic time are given birth mainly by the waxing and waning of the Sr mass and/or isotope fluxes from these two sources.

The magnitude of the increase in seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values from the Early Cambrian to the earliest Late Cambrian (Figure 7) ranges from ~ 0.7081 to 0.7093 ($0.00006/\text{m.y.}$ assuming a 20 m.y. time-period) (DePaolo and Ingram, 1985; Hess et al., 1986; Montañez et al., 1996).

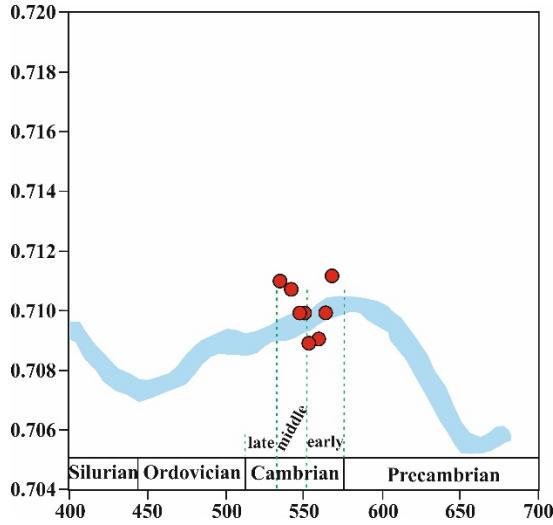


Figure 7. The ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of the Çaltepe limestone samples plotted as the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variation diagram in Lower Paleozoic seawater (modified from Kim et al., 2021)

A long-term increase in seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values from the Vendian to the Cambrian has been previously reported (Derry et al., 1994; Montañez et al., 1996). This long-term increase in seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values has been explained as recording increased fluvial strontium flux and/or $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios due to high uplift rates and increased continental erosion rates during the Late Proterozoic-Cambrian Pan-African orogeny (ca. 800-500 Ma; Montañez et al., 1996).

The progressively increasing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values coincide with a time of episodic sea level fall, recorded by shallow marine carbonates and abundant evidence of underwater exposure (e.g. Montañez et al., 1996). The coincidence of decreasing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values with a major eustatic flood event and increasing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values with a major sea-level fall is considered to be in response to changes in continental surface area driven by major marine transgressions and regressions of erosion rates. The observed $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ increases and decreases in Çaltepe limestones are also related to sea level changes (Early Cambrian-Middle Cambrian) and are consistent with the water level changes presented by Ogg et al. (2016) (Figure 3).

Positive $\delta^{13}\text{C}$ deviations are commonly explained as the result of increased marine primary productivity and/or burial of large amounts of organic matter, while negative $\delta^{13}\text{C}$ deviations may be related to biocrisis or extensive oxidation of buried organic matter (Zhu et al., 2006). We can suggest that the negative and positive deviations observed in Çaltepe limestones are also due to biocrisis or extensive oxidation of buried organic matter and increased marine primary productivity and/or large amounts of organic matter burial, respectively.

The Rb/Sr values >0.5 and <0.5 show humid and arid climatic conditions, respectively (Zou et al., 2021). Since the Rb/Sr values of Çaltepe limestone samples are <0.5 (0.0018 to 0.1094, average 0.0419; Table 1), they indicate precipitation in an arid climate.

We have predicted that the Çaltepe limestones studied are a sequence with a Toyonian-Kulyumban time interval. Because the Çaltepe limestones in the study area have a tectonic contact (thrust) with the Seydişehir Formation at the lower contact and are in the position of a discontinuous sequence.

When the sea level change curve of the studied sequence is examined; the water level decreased at the beginning of Toyonian and increased in the late stage. Amgan process showed long-term water level increase, then decrease-rise-decrease-rise, and continued to increase in the Early-Middle Cambrian transition by exhibiting a slight decrease-rise in the late stage. Mayan process showed water level increase-decrease-rise-decrease and transitioned to Kulumbean with an increase. Kulumbean process showed water level decrease-rise and decrease and transitioned to Late Cambrian (Late Kulumbean stage).

3. CONCLUSIONS

Three chemozones were distinguished from the Çaltepe limestones. The Çaltepe limestones were deposited in the continental margin and open sea (carbonate shelf) environment. It was determined that Çaltepe limestones were affected by the low degree of weathering and diagenesis according to their Mn/Sr ratios.

We have predicted that the Çaltepe limestones studied are a sequence with a Toyonian-Kulumbean time interval. Because the Çaltepe limestones in the study area have a tectonic contact (thrust) with the Seydişehir Formation at the lower contact and are in the position of a discontinuous sequence.

Since the carbonates of the Çaltepe Formation are allochthonous, the bottom sections with dolomitic composition must have been consumed during drifts.

According to geochemical data, transgression and regression events occurred during the Early-Middle Cambrian period.

Carbonates of the Early-Middle Cambrian Çaltepe Formation, which gradually overlie the Early Cambrian clastic units, are also gradually overlain by Late Cambrian-Early Ordovician clastic sediments.

REFERENCES

- Brand, U. & Veizer, J. (1980). Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: Trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 1219-1236.
- Dean, W. T. & Monod, O. (1970). The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey, 1. Stratigraphy: *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist), Geol.*, 19(8), 411-426.
- Delpomdor, F. & Pr  at, A. (2013). Early and late Neoproterozoic C, O and Sr isotope chemostratigraphy in the carbonates of West Congo and Mbuji-Mayi supergroups: A preserved marine signature? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 389, 35-47.
- DePaolo, D. J. & Ingram, B. L. (1985). High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, 277, 938-941.
- Derry, L. A., Brasier, M. D., Corfield, R. M., Rozanov, A. Y. & Zhuravlev, A. Y. (1994). Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoenvironmental record during the ‘Cambrian explosion’. *Earth and Planetary Science Letters*, 128, 671-681.
- Fritz, P. & Smith, D. G. W. (1970). The isotopic composition of secondary dolomites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(11), 1161-1173.
- Google Maps: <https://maps.google.com>
- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H. & Ohmoto, H. (1997). Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19), 4115-4137.

- Hess, J., Bender, M. L. & Schilling, J-G. (1986). Evolution of the ratio of strontium-⁸⁷ to strontium-⁸⁶ in seawater from Cretaceous to Present. *Science*, 231, 979-984.
- Hu, D., Li, D., Zhou, L., Sun, L. & Xu, Y. (2022). Diagenetic effects on strontium isotope (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) and elemental (Sr, Mn, and Fe) signatures of Late Ordovician carbonates. *JUSTC*, 53(5): 0503.
- Kaufman, A. J., Hayes, J. M., Knoll, A. H. & Germs, G. J. B. (1991). Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Res.*, 49, 301-327.
- Kaufman, A. J. & Knoll, A. H. (1995). Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73, 27-49.
- Kim, T. H., Lee, S. G. & Yu, J. Y. (2021). REE and Sr–Nd isotope characteristics of Cambrian–Ordovician carbonate in Taebaek and Jeongseon area, Korea. *Minerals*, 11(3), 326.
- Melezhik, V. A., Zwaan, B. K, Motuza, G., Roberts, D., Solli, A., Fallick, A. E., Gorokhov, I. M. & Kusnetzov, A. B. (2003). New insights into the geology of high-grade Caledonian marbles based on isotope chemostratigraphy. *Norwegian Journal of Geology*, 83, 209-242.
- Melezhik, V. A., Kuznetsov, A. B, Pokrovsky, B. G., Solli, A., Gorokhov, I. M, Fallick, A. E., Lindahl, I., Konstantinova, G. V. & Melnikov, N. N. (2014). Chemostratigraphic insight into deposition of the Melkedalen Marble, Narvik Nappe Complex, North–Central Norwegian Caledonides. *Norwegian Journal of Geology*, 94, 35–52.

- Montañez, I. P., Banner, J. L., Osleger, D. A., Borg L. E. & Bosserman, P. J. (1996). Integrated Sr isotope variations and sea-level history of Middle to Upper Cambrian platform-carbonates: implications for the evolution of Cambrian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Geology*, 24(10), 917–920.
- Montañez, I. P., Osleger, D. A., Banner, J. L., Mack, L. E. & Musgrove, M. (2000). Evolution of the Sr and C Isotope Composition of Cambrian Oceans. *GSA Today* 10, 1-7.
- Ogg J. G., Ogg, G. M. & Gradstein, F. M. (2016). A Concise Geologic Time Scale. Elsevier, Cambridge, USA., p. 42.
- Özgül, N. (1997). Bozkır-Hadim-Taşkent (Orta Toroslar'ın kuzey kesimi) dolayında yer alan tektono-stratigrafik birliklerin stratigrafisi. *MTA Dergisi*, 119, 113-174.
- Palmer, M. R. & Edmond, J. M. (1989). The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(1), 11-26.
- Qing, H., Barnes, C. R., Buhl, D. & Veizer, J. (1998). The strontium isotopic composition of Ordovician and Silurian brachiopods and conodonts: Relationships to geological events and implications for coeval seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(10), 1721-1733.
- Ramkumar, M. (2015). Chemostratigraphy: Concepts, Techniques, and Applications. Elsevier, p. 538.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G. & Strauss, H. (1999). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161, 59-88.
- Zhang, P., Wang, Y., Zhang, X., Wei, Z., Wang, G., Zhang, T., Ma, H., Wei, J., He, W., Ma, X. & Zhu, C. (2022). Carbon, oxygen, and strontium isotopic and elemental

characteristics of the Cambrian Longwangmiao Formation in South China: Paleoenvironmental significance and implications for carbon isotope excursions. *Gondwana Research*, 106, 174-190.

Zhu, M. Y., Babcock, L. E. & Peng, s. C. (2006). Advances in Cambrian stratigraphy and paleontology: Integrating correlation techniques, paleobiology, taphonomy, and paleoenvironmental reconstruction. *Palaeoworld*, 15(3-4), 217-222.

Zou, H., Li, Q. L., Bagas, l., Wang, X. C., Chen, A. Q. & Li, X. H. (2021). A Neoproterozoic low- $\delta^{18}\text{O}$ magmatic ring around South China: implications for configuration and breakup of Rodinia supercontinent. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 575, 117196.

CHEMOSTRATIGRAPHY OF THE GÖLBOĞAZI FORMATION CARBONATES (UPPER DEVONIAN) AROUND SÖĞÜT YAYLA- MEYDANCIK YAYLA (KONYA, TÜRKİYE) IN SOUTHWEST OF HADİM

Ali Müjdat ÖZKAN¹

1. INTRODUCTION

Chemostratigraphy can be stated as a correlation technique that applies inorganic geochemical data, and it is also expressed as "the examination of chemical variations found in sedimentary rocks to determine their stratigraphic relationships" (Ramkumar, 2015). It has been emphasized as a very important advantage of chemostratigraphy that it can be applied to any sedimentary rock found in any area of the earth and deposited in any basin. As Hayashi et al. (1997) stated, sediments are reliable records of changes in physical, chemical, and biological conditions before, during, and after their deposition, and the changes are reflected through their mineralogical and geochemical compositions.

The subject of chemostratigraphy can be broadly divided into isotope and elemental chemostratigraphy (Ramkumar, 2015). Just as biostratigraphy can be divided into sub-disciplines such as palynology, micropaleontology, and nanopaleontology, the subject of chemostratigraphy can also be divided into two

¹ Doç. Dr., Konya Teknik Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, amozkan@ktun.edu.tr, ORCID: 0000-0001-6686-327X.

different sub-categories (elemental and isotope chemostratigraphy) as stated by Ramkumar (2015).

It is known that sedimentation events create more or less homogeneous bulk chemistry of sediments at varying temporal and spatial scales. This homogeneity is emerging as a reliable stratigraphic method for the determination of these homogeneities and the classification of stratigraphic records and the correlation of layers at varying spatial-temporal scales and is called “chemical stratigraphy” (Ramkumar, 2015). This method is quite effective in determining stratigraphic correlation in cases where other formal stratigraphic methods have limitations or do not provide the necessary spatial-temporal resolution. The study of stratigraphic geochemical changes has been given importance since the 1980s. Therefore, the subject of chemostratigraphy is known as a relatively young branch of geological sciences. Today, various techniques and data from other sub-disciplines of geological sciences are used to determine and correlate chemozones/geochemically distinguishable sedimentary units.

One frustrating aspect of chemostratigraphy as a subject (both elemental and isotope chemostratigraphy) is that it has been developed in slightly different ways by separate individuals and companies, which has never been formally defined or universally accepted. Ramkumar (2015) defines a chemozone as “a unique rock record identified by chemostratigraphic indices and recognized through unique geochemical signature(s). This helps in distinguishing a defined rock from other rocks and in analogous correlation applicable on a spatiotemporal scale.” Ramkumar (2015) prefers to use the hierarchical order of chemostratigraphy as Zones-Subzones-Sections-Subsections-Units-Subunits.

The high field strength elements of Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Ti, Y, Cr, and HREE are considered the most useful elements in chemostratigraphic studies because they are highly immobile, are

largely unaffected by post-sedimentation weathering/diagenesis and are mostly concentrated in detrital heavy minerals (Craigie, 2015; Ramkumar, 2015). Zr and Hf: in zircon mineral; Ti, Nb, Ta: in rutile, anatase, titanite, titanomagnetite, magnetite, ilmenite minerals; Cr: mainly in chrome spinel, titanite, titanomagnetite, magnetite, ilmenite minerals; Y: mainly in xenotime, monazite, and apatite minerals; Th and HREE: in a wide range of heavy minerals (Craigie, 2015; Ramkumar, 2015). U and P elements are frequently used in chemostratigraphy studies, the P element is associated with phosphatic heavy minerals such as apatite, monazite, and xenotime, while the U element can be concentrated in various heavy minerals, but is abundant in zircons, monazite, xenotime and apatite (Craigie, 2015).

Determining changes in paleoredox typically means distinguishing between oxic, suboxic, and anoxic environments. Oxic conditions occur when O₂ concentrations in bottom waters exceed 2 m1 O₂/1 H₂O. O₂ levels range from 2 to 0.2 m1 O₂/1 H₂O in suboxic environments and are below 0.2 m1 O₂/1 H₂O during anoxic conditions (Tyson and Pearson, 1991; Ramkumar, 2015). High levels of Mo, Cu, Co, Ni, Zn, Cr, U, and V are often associated with anoxic paleoenvironments and it is possible to identify sediments deposited under these conditions where values of these elements exceed 'average crustal rock' or 'average shale' concentrations (Wedepohl, 1991; McLennan, 2001; Craigie, 2015). However, caution should be exercised when using this technique for palaeoenvironmental modeling, as these elements can also be concentrated in clays, carbonates, and heavy minerals. For example, U is commonly associated with zircons, monazites, and apatites, so high levels of this element may simply represent an increase in the proportion of U-bearing heavy minerals rather than the onset of anoxia. Similarly, Cr is commonly associated with chromium spinels, titanomagnetites, and other heavy minerals. Carbonate minerals are generally characterised by high

Zn concentrations, while clay minerals have been observed to contain variable amounts of Mo, Cu, Co, Ni, Zn, and V (Craigie, 2015). For example, when the distribution of U is similar to that of Zr and Hf, this element will almost certainly be concentrated in detrital zircons. Conversely, associations of U with Mo, Cu, Ni, and Co are more likely to indicate anoxic environments. Enrichments in U, V, Cu, Co, Mo, Zn, and Ni generally indicate oxygen-depleted environments (Craigie, 2015).

Si: mainly quartz, but part of any silicate mineral, Al and Ga: mainly clay minerals (especially kaolinite with lesser amounts associated with feldspars), K and Rb: K-feldspars, micas and clay minerals (especially illite), Cs and Sc: clay minerals and feldspars, V: mainly clay minerals (it is also noteworthy that V adsorbs to clay minerals under anoxic conditions), Ca: mainly calcite and dolomite, although high Ca levels are also associated with gypsum and anhydrite (Craigie, 2015; Ramkumar, 2015). In addition, small amounts of Ca may be associated with smectites and plagioclase feldspar. Mg: mainly dolomite, calcite, and/or clay minerals (especially chlorite); Fe and Mn: various clay and carbonate minerals and pyrite; Na: mainly plagioclase feldspar, but some Na is associated with halite and/or clay minerals (e.g. smectite) (Craigie, 2015; Ramkumar, 2015). Ti, Ta, and Nb: titanomagnetite, magnetite, ilmenite, rutile, anatase and/or sphene. Th: heavy minerals, especially monazite, zircon, and apatite. LREE and MREE: various mineralogical affinities. In general, LREE is most abundant in clay minerals and feldspars, while MREE is found in heavy minerals, although these rules do not apply in every study (Craigie, 2015; Ramkumar, 2015). Y and HREE: heavy minerals, U: heavy minerals and organic matter with redox effect, Cr: heavy minerals such as chromium spinel, Zr and Hf: found in zircon mineral (Craigie, 2015; Ramkumar, 2015). P: mainly biogenic phosphate and/or P-bearing heavy minerals such as apatite and monazite, but some P may be

concentrated in carbonate and clay minerals. Zn, Ni, Mo, Co, and Cu: found in pyrite, Fe-oxyhydroxides, carbonate, and/or clay minerals (Craigie, 2015; Ramkumar, 2015).

In most chemostratigraphic studies, ratios such as Zr/Nb, Zr/Th, Th/Nb, Ti/Ta, and Cr/Nb are used in determining chemozones (Craigie, 2015). In addition, Zr/Nb, Zr/Hf, Zr/Ti, Zr/Y, Zr/Ta, Zr/Yb, Zr/Th, Nb/Ti, Nb/Y, Nb/Ta, Nb/Yb, Nb/Th, Ti/Y, Ti/Ta, Ti/Yb, Ti/Th, Y/Ta, Y/Yb, Y/Th, Ta/Yb, Ta/Th, Yb/Th ratios, which mostly reflect changes in source/provenance, are shown by drawing profiles.

Again, other ratios that may indicate changes in provenance, depositional environment and/or weathering/diagenesis are as follows (Craigie, 2015; Ramkumar, 2015): Zr/P, Ti/P, Ta/P, Y/P, Yb/P, Th/P, P/U, Zr/U, Ti/U, Ta/U, Y/U, Yb/U, Th/U, Gd/Zr, Gd/Ti, Gd/Y, Gd/Ta, Gd/Yb, Gd/Th, Gd/U, Gd/P, Na/K, Na/Sc, K/Sc.

Elemental and isotope chemostratigraphy are used as tracers for glacial events, build-up of volcanic gases during glaciations (e.g., CO₂), role of volcanism in mass extinction, salinity variation, redox state of the ocean and atmosphere, and provenance, among other applications (Sial et al., 2018).

While most chemostratigraphic profiles are based on elements and ratios that correlate with changes in provenance, it is equally important to consider parameters that reflect the severity of atmospheric weathering, as weathering surfaces often lie immediately beneath unconformities that may be correlated at local, subregional, or regional scales (Craigie, 2015).

The aim of this study is the chemostratigraphy of the Late Devonian Gölboğazı Formation carbonates around Söğüt Yayla-Meydancık Yayla, located in the southwest of Hadim district (Türkiye), south of Konya Province (Figure 1). As emphasized by Delpomdor and Pr  at (2013), a very important issue in any study

on clastic/carbonate chemostratigraphy is whether the primary depositional indicator is preserved. The Gölboğazı carbonates in this study show Mn/Sr ratios <3 (Mn/Sr ratios range from 0.25 to 2.88), thus showing insignificant alteration and providing accurate results in chemostratigraphic studies.

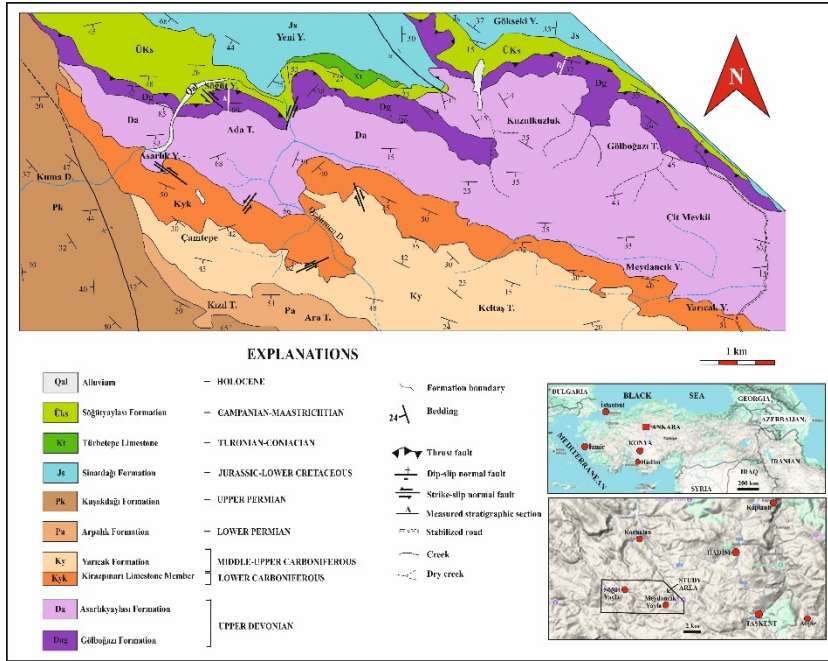


Figure 1. Location map (GoogleMaps) and geological map of the study area (modified Turan, 1990)

2. RESULTS AND DISCUSSION

Two measured stratigraphic sections (MSS-A and MSS-B) were taken from the Gölboğazı Formation (Figures 2, 3) and a total of 25 samples (13 from ÖSK-A; 12 from ÖSK-B) were collected.

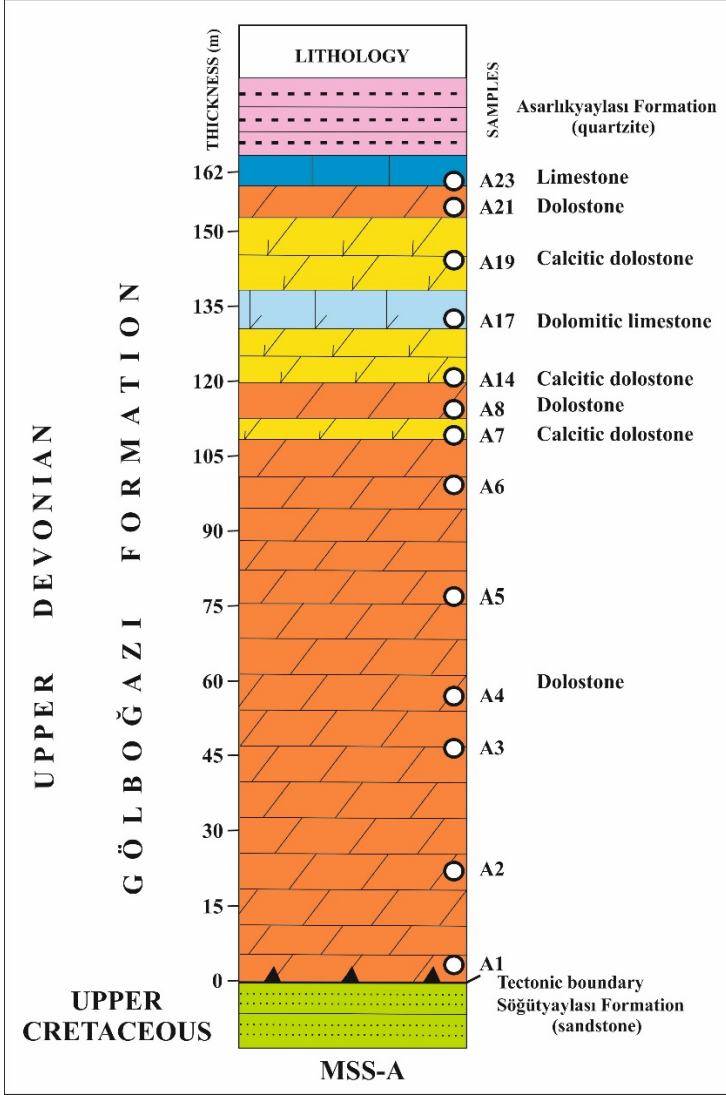


Figure 2. Measured stratigraphic section of Gölboğazi Formation (MSS-A) (from Özkan and Biçer, 2011)

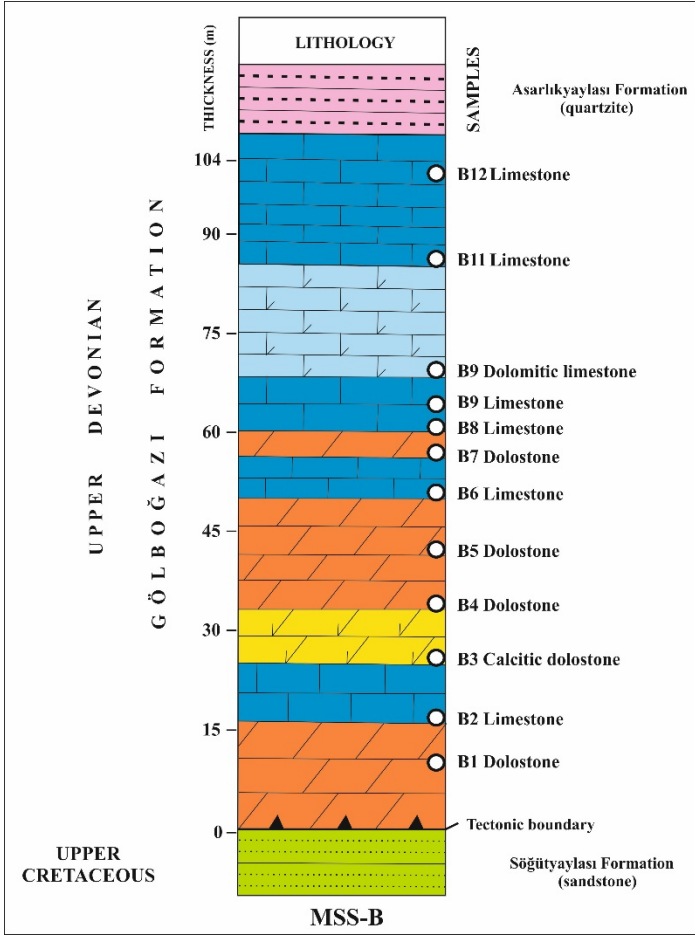


Figure 3. Measured stratigraphic section of Gölboğazı Formation (MSS-B) (from Özkan and Biçer, 2011)

Geochemical analysis results and element ratios of Gölboğazı carbonates are given in Tables 1-4.

Table 1. Major oxide (%) concentrations of Gölboğazi Formation carbonates (*calcitic dolostone)

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
B7	1,06	0,3	0,15	20,52	31,49	0,05	0,09	0,02	0,01	0,01	0,002
B-6*	0,94	0,29	0,25	0,82	54,42	0,01	0,09	0,01	0,01	0,01	0,002
B4	2,33	0,54	0,5	18,83	31,93	0,04	0,16	0,02	0,01	0,02	0,002
B1	2,97	0,61	0,55	18,29	32,17	0,05	0,18	0,01	0,01	0,02	0,003
A23*	1,35	0,22	0,42	7,76	45,67	0,02	0,07	0,01	0,01	0,02	0,003
A14	2,39	0,20	0,39	20,78	29,80	0,05	0,05	0,01	0,01	0,02	0,003
A7	2,44	0,37	0,50	20,70	29,68	0,04	0,09	0,01	0,01	0,02	0,002
A6	8,56	0,01	0,61	18,49	26,97	0,06	0,60	0,01	0,01	0,02	0,004
A5	1,64	0,19	0,52	21,19	29,83	0,05	0,05	0,01	0,01	0,02	0,004
A4	2,34	0,50	0,67	19,58	30,41	0,05	0,34	0,01	0,01	0,02	0,003
A3	2,00	0,58	0,70	20,69	29,67	0,07	0,13	0,08	0,01	0,03	0,005
A2	2,90	0,14	0,78	20,48	29,65	0,05	0,04	0,08	0,01	0,03	0,003
A1	3,61	0,28	0,92	20,34	29,37	0,04	0,08	0,01	0,01	0,03	0,003

Table 2. Trace element (ppm) concentrations of Gölboğazi carbonates (*calcitic dolostone)

Sample	Sr	Na	Ba	Rb	Fe	Mn	Al	Co	Cs	Ga	Hf
B7	184	297	6	2,7	1049	77	1587	0,4	0,5	1,1	0,1
B-6*	302,5	74	7	3,3	1748	77	2133	0,3	0,5	0,5	0,1
B4	180,2	371	11	5,1	3497	155	2857	1,7	0,6	1,4	0,1
B1	137,8	371	13	5,9	3846	155	3227	0,4	0,1	0,5	0,1
A23*	103,9	148	10	1,9	2728	155	1164	0,2	0,1	0,5	0,1
A14	118,6	297	14	1,5	2937	155	1058	1,9	0,1	0,5	0,1
A7	92,8	371	18	2,9	3497	155	1958	0,7	0,1	0,5	0,2
A6	90,4	371	74	18,2	3497	155	10847	0,3	0,1	0,5	0,1
A5	93,8	371	9	1,6	3637	155	1005	0,5	0,2	1,3	0,2
A4	88,1	371	19	4,5	4686	155	2645	0,2	0,1	0,5	0,1
A3	87,9	371	14	1,5	5735	232	1481	4,1	0,6	3,9	0,5
A2	84,9	519	14	1,3	6015	232	1058	1,3	0,4	3	0,7
A1	80,5	519	10	2,6	6435	232	741	0,4	0,2	0,5	0,3
Sample	Nb	Ta	Th	Zr	U	V	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni
B7	2,1	1,6	0,6	12,2	1,6	14	1,6	3	5,6	16	1,8
B-6*	0,2	0,1	0,3	5,1	2,3	23	0,2	2,8	7,3	23	7,7
B4	1,1	0,4	0,2	9,4	1,5	12	1,3	1,1	4,6	15	3,1
B1	0,2	0,1	0,2	7	1,2	8	0,3	1,9	5	13	2,1
A23*	0,6	0,1	0,2	5,1	0,4	8	0,2	2,1	2,6	21	2,2
A14	0,7	0,4	0,9	3,6	0,7	11	0,1	2,1	26,6	144	2,6
A7	0,5	0,1	0,3	8,4	1,1	10	0,3	1,2	1,4	4	2,5
A6	0,1	0,1	0,4	3,6	0,8	8	0,6	1,1	1,8	4	2,3
A5	1,4	1,5	0,3	6,1	0,5	19	0,1	2,2	2,5	19	1
A4	0,6	0,2	0,2	7	0,5	8	0,2	0,9	1	7	2,3
A3	2,1	0,2	2	22,9	1,6	27	0,6	1,9	2	9	4,7
A2	2	0,1	2,1	25,4	1,2	20	0,7	2,7	3,1	49	6,1
A1	0,4	0,1	0,2	3,6	0,5	10	0,3	2,3	2,4	9	0,3

Table 3. Rare earth element (ppm) concentrations of Gölboğazi carbonates (*calcitic dolostone)

Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
B7	1,5	2,6	0,33	1,4	0,34	0,07	0,28	0,05	0,27	1,66	0,05	0,11	0,02	0,11	0,01
B-6*	1,1	1,4	0,21	1,1	0,16	0,03	0,15	0,02	0,17	1,10	0,04	0,11	0,02	0,07	0,01
B4	2,4	4,5	0,61	2,3	0,59	0,12	0,58	0,1	0,44	3,80	0,1	0,23	0,04	0,18	0,03
B1	3,2	5,7	0,73	3	0,76	0,18	0,77	0,12	0,68	4,40	0,1	0,31	0,05	0,28	0,04
A23*	1,1	2,1	0,23	0,8	0,21	0,05	0,22	0,04	0,18	1,70	0,04	0,12	0,02	0,07	0,01
A14	0,6	1,3	0,2	1	0,31	0,07	0,27	0,05	0,23	1,20	0,04	0,14	0,01	0,08	0,01
A7	1,1	2,7	0,36	1,6	0,49	0,12	0,48	0,08	0,4	2,60	0,1	0,22	0,03	0,25	0,02
A6	5,9	12,2	1,41	6,1	1,27	0,25	1,02	0,17	0,89	5,50	0,18	0,62	0,07	0,57	0,08
A5	1	2	0,28	0,9	0,3	0,09	0,35	0,07	0,21	1,90	0,06	0,11	0,02	0,11	0,02
A4	3,8	7,8	1,01	4,2	1,06	0,2	0,94	0,14	0,71	4,50	0,12	0,36	0,06	0,37	0,04
A3	0,6	1,3	0,2	1	0,31	0,07	0,27	0,05	0,23	1,20	0,04	0,14	0,01	0,08	0,01
A2	0,8	1,5	0,22	1,1	0,37	0,09	0,36	0,07	0,34	2,20	0,07	0,18	0,03	0,14	0,03
A1	1,1	2,3	0,33	1,4	0,51	0,12	0,43	0,1	0,44	2,80	0,08	0,23	0,03	0,24	0,03

Table 4. Some element ratios of Gölboğazı carbonates

Sample	Si/Al	Al/Ti	Na/K	Fe/Al	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Zr/Nb	Zr/Th	Th/Nb	Ti/Ta	Cr/Nb	Zr/U	
B7	3.12	13.24	0.55	0.661	0.65	0.42	5.7	5.81	20.33	0.28	74.94	6.52	7.62	
B-6*	2.06	35.58	0.11	0.819	0.02	0.25	5.78	25.5	17	1.5	599.5	68.4	2.22	
B4	3.81	23.83	0.25	1.224	0.59	0.86	19.41	8.54	47	0.18	599.7	12.4	2.22	
B1	4.29	53.83	0.28	1.192	0.57	1.12	27.91	35	35	1	599.5	102.6	2.22	
A23*	5.42	19.42	0.28	2.343	0.17	1.49	26.26	8.5	25.5	0.33	599.5	34.2	12.75	
A14	10.55	17.65	1	2.775	0.69	1.31	24.76	5.14	4	1.28	149.9	29.3	5.14	
A7	5.82	32.66	0.44	1.786	0.69	1.67	37.68	16.8	28	0.6	599.5	27.4	7.64	
A6	3.69	180.9	3	0.322	0.68	1.71	38.68	36	9	4	599.5	273.7	4.5	
A5	7.62	16.76	1	3.618	0.71	1.71	40.23	4.36	20.33	0.21	39.97	19.5	12.2	
A4	4.13	44.12	0.15	1.772	0.64	1.76	53.19	11.67	35	0.33	299.7	34.2	14	
A3	6.31	3.09	0.54	3.872	0.69	2.64	65.24	10.9	11.45	0.95	2398	16.3	14.31	
A2	12.81	2.21	1.25	5.685	0.69	2.73	70.85	12.7	12.09	1.05	4796	10.3	21.17	
A1	22.76	12.36	0.5	8.684	0.69	2.88	79.94	9	18	0.5	599.5	34.2	7.2	
Sample	Ti/U	Ta/U	Th/U	Gd/Zr	Gd/Ti	Gd/Th	Gd/U	Sr/Ba	Sr/Rb	Ga/Rb	Sr/Cu	Rb/Sr		
B7	74.94	1	0.37	0.023	0.002	3	0.17	0.47	0.175	30.67	68.15	0.407	61.33	0.015
B-6*	26.06	0.043	0.13	0.029	0.002	5	1.5	0.5	0.065	43.21	91.67	0.151	108.03	0.011
B4	79.93	0.267	0.13	0.062	0.004	8	1.45	2.9	0.387	16.38	35.33	0.274	163.82	0.028
B1	49.96	0.083	0.17	0.11	0.012	8	7.7	3.85	0.642	10.6	23.35	0.085	72.53	0.043
A23*	149.87	0.25	0.5	0.043	0.003	7	2.2	1.1	0.55	10.39	54.68	0.263	49.48	0.018
A14	85.64	0.571	1.28	0.075	0.004	5	0.67	0.3	0.386	8.47	79.07	0.333	56.48	0.013
A7	5.45	0.091	0.27	0.057	0.008	4.8	1.6	0.436	5.15	32	0.172	77.33	0.031	
A6	74.94	0.125	0.5	0.283	0.017	10.2	2.55	1.275	1.22	4.97	0.027	82.18	0.201	
A5	119.9	3	0.6	0.057	0.005	8	0.23	1.17	0.7	10.42	58.62	0.812	42.64	0.017
A4	119.9	0.4	0.4	0.134	0.015	7	4.7	4.7	1.88	4.64	19.58	0.111	97.89	0.051
A3	299.75	0.125	1.25	0.012	0.000	6	1.35	0.13	0.169	6.28	58.6	2.6	46.26	0.017
A2	399.67	0.083	1.75	0.014	0.000	3	3.6	0.17	0.3	6.06	65.31	2.308	31.44	0.015
A1	119.9	0.2	0.4	0.119	0.007	2	4.3	2.15	0.86	8.05	30.96	0.192	35	0.032
Sample	Zr+Rb/Sr	Zr/Al	Th/Ca	La/Sc	V/Cr	Ni/Co	U/Th	V/V+N	Cu+Mo/Zn	Y/Ho	Eu/Sm	Ce/Ce*	Eu/Eu*	
B7	0.081	0.0077	1.5	1.5	4.67	4.5	2.67	0.89	0.287	32	0.206	0.85	1.07	
B-6*	0.028	0.0023	1	1.1	8.21	25.7	7.67	0.75	0.13	27.5	0.187	0.67	0.91	
B4	0.08	0.0033	0.117	2.4	10.91	1.8	7.5	0.79	0.16	38	0.203	0.86	0.96	
B1	0.094	0.0022	0.5	3.2	4.21	5.2	6	0.79	0.169	44	0.237	0.86	1.1	
A23*	0.96	1.09	0.96	1.09	0.96	1.09	0.96	1.09	0.96	1.09	0.96	1.09	0.96	
A14	0.85	1.14	0.85	1.14	0.85	1.14	0.85	1.14	0.85	1.14	0.85	1.14	0.85	
A7	0.97	1.16	0.97	1.16	0.97	1.16	0.97	1.16	0.97	1.16	0.97	1.16	0.97	
A6	0.97	1.03	0.97	1.03	0.97	1.03	0.97	1.03	0.97	1.03	0.97	1.03	0.97	
A5	0.87	1.29	0.87	1.29	0.87	1.29	0.87	1.29	0.87	1.29	0.87	1.29	0.87	
A4	0.92	0.94	0.92	0.94	0.92	0.94	0.92	0.94	0.92	0.94	0.92	0.94	0.92	
A3	0.85	1.14	0.85	1.14	0.85	1.14	0.85	1.14	0.85	1.14	0.85	1.14	0.85	
A2	0.82	1.16	0.82	1.16	0.82	1.16	0.82	1.16	0.82	1.16	0.82	1.16	0.82	
A1	0.87	1.21	0.87	1.21	0.87	1.21	0.87	1.21	0.87	1.21	0.87	1.21	0.87	

From the Gölboğazı carbonates, from bottom to top, three chemozones, C1, C2, and C3, were identified from ÖSK-A; and two chemozones, C1 and C2, were identified from ÖSK-B (Figure 4).

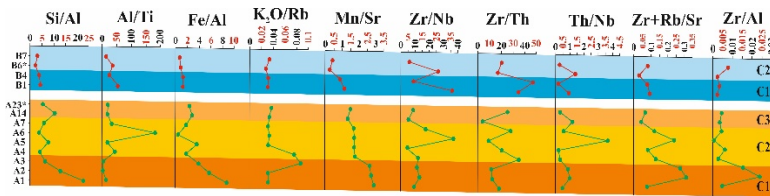


Figure 4. Chemozones determined by some major and trace element ratios of Gölboğazı carbonates (MSS-A and MSS-B)

Chemozone plot of Gölboğazı carbonates ÖSK-A chemozone C1 shows continuous decrease in Si/Al, Al/Ti, Fe/Al,

Mn/Sr; stable and then increase in K₂O/Rb; increase and decrease in Zr/Nb, Th/Nb, Zr+Rb/Sr and Zr/Al; decrease and stable state in Zr/Th (Figure 4). In ÖSK-A chemozone C2, increase-decrease-increase in Si/Al and Fe/Al; decrease-increase-decrease in Al/Ti, K₂O/Rb, Zr/Nb, Th/Nb, Zr+Rb/Sr and Zr/Al; decrease-stable state in Mn/Sr; decrease-increase in Zr/Th were observed (Figure 4). In ÖSK-A chemozone C3, decreases in Si/Al, Fe/Al, and Th/Nb and increases in Al/Ti, K₂O/Rb, Mn/Sr, Zr/Nb, Zr/Th, Zr+Rb/Sr and Zr/Al were observed (Figure 4).

In ÖSK-B chemozone C1, decreases in Si/Al, Al/Ti, Mn/Sr, Zr/Nb, Th/Nb, Zr+Rb/Sr; stable status in Fe/Al and K₂O/Rb; and increases in Zr/Th and Zr/Al were observed (Figure 4). In ÖSK-B chemozone C2, increases in Si/Al, K₂O/Rb, Mn/Sr, Zr/Th, Zr+Rb/Sr and Zr/Al and decreases in Al/Ti, Fe/Al, Zr/Nb and Th/Nb were observed (Figure 4).

The observed increase-decrease or stable conditions in chemozones emphasize the changes in the recharge rate within the basin and the terrigenous input rate outside the basin. While the Al/Ti ratios being higher than the average upper crust value at some levels indicate fluvial input, lower ones indicate eolian input.

The Mn/Sr values in Gölboğazı carbonates become <3 indicate that the alteration in our samples is very insignificant and can be used in geochemical studies to provide accurate results.

In the strontium versus barium graph in Figure 5A, all of our Gölboğazı carbonate samples fall into the marine depositional area. In the SiO₂ versus Zr graph in Figure 5B, while a large amount of silica arriving in the basin indicates terrestrial clasts, a very small amount indicates biogenic contribution and no hydrothermal effect (Figure 6).

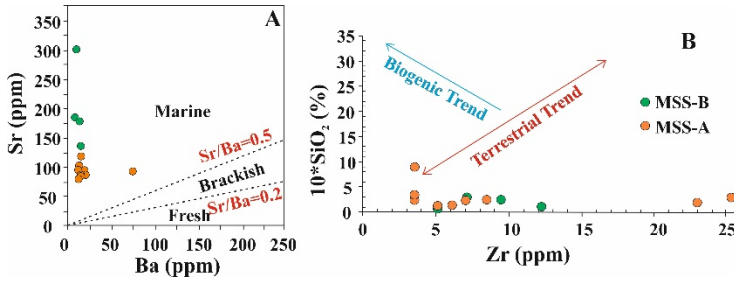


Figure 5. Sr-Ba diagram (A) and SiO₂-Zr diagram (B) of Gölboğazı carbonates.

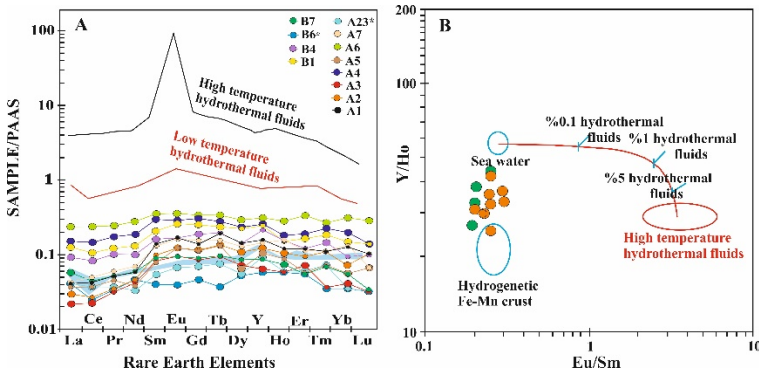


Figure 6. Shale-normalized (PAAS; Haskin et al., 1968) REE+Y diagram of Gölboğazı carbonates; blue area is present-day seawater (A) and Y/Ho-Eu/Sm diagram (B)

Again, in Figure 6, we observe that there is no hydrothermal contribution or alteration in the Gölboğazı carbonate samples.

While the source of terrestrial detrital observed in Gölboğazı carbonates is observed to be taken entirely from felsic rocks in Figure 7A, Figure 7B indicates that the input is provided from mixed sources.

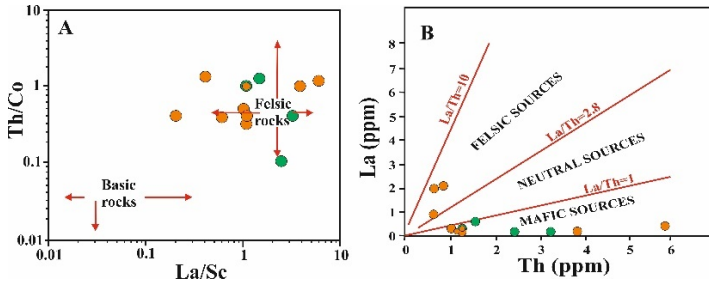


Figure 7. The Th/Co-La/Sc diagram (A) and La-Th diagram (B) of Gölboğazı carbonates

We can say that the depositional environment of Gölboğazı carbonates is continental margin-open sea (shallow-deep carbonate shelf). Both the trace element (Sr-Rb-Ba) triangle diagram and the Ce/Ce*-Eu/Eu* diagram support this interpretation (Figure 8).

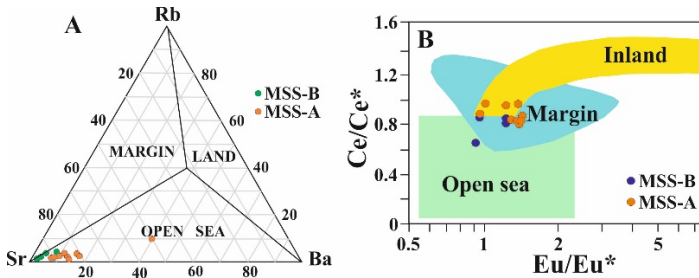


Figure 8. Sr-Rb-Ba triangular diagram (A), and Ce/Ce*-Eu/Eu* diagram (B) of Gölboğazı carbonates.

Although the Devonian period generally had a warm climate, it is known that significant glaciers developed during the Early and Middle Devonian (Elrick et al., 2009). The temperature difference between the equator and the poles was not as high as it is today, the climate was arid and the driest region was the equator (Joachimski et al., 2009). Therefore, we can say that the Late Devonian paleoclimate was arid-semiarid, and this situation is supported by Figure 9.

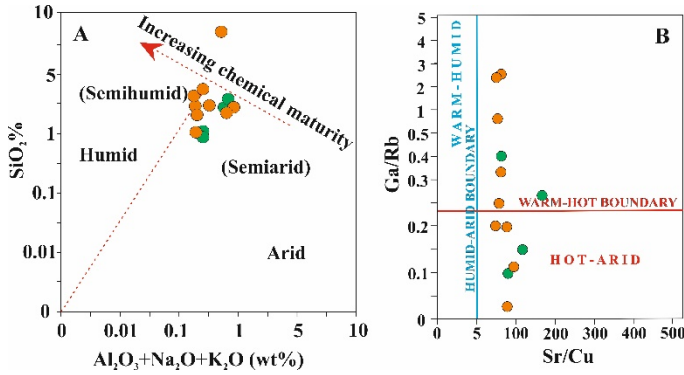


Figure 9. SiO_2 - $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ diagram (A) and Ga/Rb - Sr/Cu diagram (B) of Gölboğazı carbonates

Ni/Co (0.75-25.70) values of Gölboğazı carbonates are 8 <5 indicating oxic environmental conditions (Tables 4 & 5), the one is between 5-7 indicating suboxic environmental conditions, and 4 are >7 indicating anoxic environmental conditions (Tables 4 & 5). The V/Cr values of the examined carbonate samples ranged between 3.81-14.21 (Tables 4 & 5), and while 3 samples were between 2-4.5, indicating suboxic environmental conditions, 10 samples were >4.5, indicating anoxic environmental conditions (Tables 4 & 5). U/Th values of Gölboğazı carbonate samples range from 0.57 to 7.67 (Tables 4 & 5) and one sample is <0.75, indicating oxic environmental conditions, two samples are between 0.75 and 1.25, indicating suboxic environmental conditions and 10 samples are >1.25, indicating anoxic environmental conditions (Tables 4 & 5). V/(V+Ni) values of Gölboğazı carbonate samples vary between 0.75-0.97 and 9 samples are >0.6-<0.84 indicating anoxic environmental conditions (Tables 4 & 5), while 4 samples are >0.84 indicating euxinic environmental conditions (Tables 4 & 5). Again, the F_T/Al ratios of the studied carbonate samples ranged between 0.32-8.68 (Tables 4 & 5), one sample being <0.5, representing oxic environmental conditions, while the other 12 samples being >0.5, indicating anoxic environmental conditions

(Tables 4 & 5). Additionally, Hallberg (1976) expressed that the Cu+Mo/Zn ratio can also be used in determining redox conditions (Table 5). Cu+Mo/Zn values of Gölboğazı carbonate samples vary between 0.015-0.42 and are <2, indicating oxic environmental conditions (Tables 4 & 5).

From all these paleo-redox evaluations, we can say that Gölboğazı Formation carbonates were deposited in oxic-anoxic environmental conditions.

Table 5. Some element concentrations used to evaluate paleo-redox conditions

Element ratio	Oxic	Suboxic	Anoxic	Euxinic	Writers
Ni/Co	<5	5-7	>7	undefined	Jones ve Manning (1994)
V/Cr	<2	2-4.5	>4.5	undefined	
U/Th	<0.75	0.75-1.25	>1.25	undefined	
V/(V+Ni)	<0.46	0.46-0.60	0.54-0.82	>0.84	Hatch ve Leventhal (1992)
Fe _T /Al	<0.5	undefined	>0.5	undefined	Taylor ve McLennan (1985)
(Cu+Mo)/Zn	<2	undefined	>2	undefined	Hallberg (1976)

When the correlations of major oxides, trace elements and TREES of Gölboğazı carbonate samples are examined, the presence of very strong positive correlations between SiO₂ and Al₂O₃ (r=0.90), Fe₂O₃ (r=0.81), Na₂O (r=0.75), K₂O (0.86), TiO₂ (r=0.94), P₂O₅ (r=0.87), Rb (r=0.89) and TREE (r=0.87) indicates that these major oxides and trace elements were taken from a similar source, probably aluminosilicates (clay).

In our studied samples, CaO exhibits only strong positive correlation with Sr (r=0.68), moderate positive correlation with MgO (r=0.50) and very strong negative correlation with SiO₂ (r=-0.91), Al₂O₃ (r=-0.84), Fe₂O₃ (r=-0.79), Na₂O (r=-0.77), TiO₂ (r=-0.83), P₂O₅ (R=-0.83), Rb (r=-0.78) and TREE (R=-0.78), indicating that it was taken from carbonates (calcite and dolomite).

3. CONCLUSIONS

Five chemozones were identified from Gölboğazı carbonates, three from MSS-A and two from MSS-B. The majority of the silica found in the carbonates was taken from terrestrial detritus, while a small portion was taken from biogenic sources. No hydrothermal effects occurred in Gölboğazı carbonate samples. The terrigenous input source observed in Gölboğazı carbonates suggests that it was taken from mixed (felsic-mafic) rocks. It is thought that terrestrial detritus was brought to the basin by fluvial and eolian activities. Gölboğazı carbonates were deposited in the continental margin and open sea (shallow-deep carbonate shelf) environment. Gölboğazı carbonates represent the development in environmental conditions changing from oxic to euxinic. It was understood that Gölboğazı carbonates were insignificantly affected by alteration and diagenesis and that the paleoclimate was arid-semiarid during the Late Devonian period.

REFERENCES

- Craigie, N. W. (2015). Applications of chemostratigraphy in Cretaceous sediments encountered in the North Central Rub' al-Khali Basin, Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences*, 104, 27-42.
- Delpomdor, F. & Pr  at, A. (2013). Early and late Neoproterozoic C, O and Sr isotope chemostratigraphy in the carbonates of West Congo and Mbuji-Mayi supergroups: A preserved marine signature? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 389, 35-47.
- Elrick, M., Berkyova, S., Klapper, G., Sharp, Z., Joachimski, M. & Fryda, J. (2009). Stratigraphic and oxygen isotope evidence for My-scale glaciation driving eustasy in the Early–Middle Devonian greenhouse world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276(1-4), 170-181.
- Google Maps: <https://maps.google.com>
- Hallberg, R. O. A. (1976). Geochemical method for investigation of paleo-redox conditions in sediments. *Ambio Spec. Rep.*, 4, 139-147.
- Haskin, L., Wildeman, T. & Haskin, M. (1968). An accurate procedure for the determination of the rare earths by neutron activation. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 1, 337–348.
- Hatch, J. R. & Leventhal, J. S. (1992). Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) stark shale member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chem. Geol.*, 99, 65-82.

- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H. & Ohmoto, H. (1997). Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19), 4115-4137.
- Joachimski, M.M., Breisig, S., Buggisch, W., Talent, J.A., Mawson, R., Gereke, M., Morrow, J. R., Day, J., and Weddige, K. (2009). Devonian climate and reef evolution: Insights from oxygen isotopes in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 599-609.
- Jones, B. & Manning, D. A. C. (1994). Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* 111, 111-129.
- McLennan, S. M. (2001) Relationships between the Trace Element Composition of Sedimentary Rocks and Upper Continental Crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(4), 1-24.
- Özkan, A. M. ve Biçer, E. (2011). “Söğüt Yayla - Gölboğazı Yayla - Meydancık Yayla (Hadim-Konya) dolayındaki Geç Devoniyen yaşlı Gölboğazı dolomitlerinin sedimantolojik ve jeokimyasal incelenmesi. Selçuk Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri, Proje no: 10201082, 127 s.
- Ramkumar, M. (2015). *Chemostratigraphy: Concepts, Techniques, and Applications*. Elsevier, p. 538.
- Sial, A. N., Gaucher, C., Ramkumar, M., Ferreira, V. P. (2018). *Chemostratigraphy as a Formal Stratigraphic Method. Geophysical Monograph Series, Chapter I, Wiley, p. 1-25.*

- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*; Blackwell: Malden, MA, USA.
- Turan, A. (1990). *Toroslar'da Hadim (Konya) ve güneybatının jeolojisi, stratigrafisi ve tektonik gelişimi*. Selçuk Üniv. Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 229 s.
- Tyson, R. V. & Pearson, T. H. (1991). *Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview*. Geological Society Special Publication, 58, 1-24.
- Wedepohl, K. H. (1991). *The composition of the upper Earth's crust and the natural cycles of selected elements. Metals in natural raw materials. Natural resources*. In: Merian, E. (ed.), *Metals and their Compounds in the Natural Environment*. VCH, Weinheim, Germany, pp. 3-17.

DURAYLI İZOTOPLARLA İLGİLİ GENEL BİLGİLER VE KULLANIM ALANLARI*

Hüseyin SENDİR¹

Kadir SARIİZ²

1. GİRİŞ

İzotoplar, aynı elementin proton sayısı aynı ancak nötron sayısı farklı olan atom alt türleridir. Bu farklılık, aynı elementin farklı fiziksel ve kimyasal özellikler sergileyen türlerinin oluşmasına neden olur. Şu ana kadar evrende toplam 112 farklı elementin bulunduğu tespit edilmiş olmasına karşın, bu elementlere ait 1700 civarında farklı atom çekirdeğinin bulunduğu bilinmektedir. Bunlardan bir kısmı zamana bağlı olarak başka atom çekirdeklerine dönüşebilmektedirler. Başka bir ifadeyle, bazı izotoplar yarılanma ömrü denilen belirli bir zaman dilimi içerisinde radyoaktif olarak parçalanarak başka bir elementin bir izotopu haline dönüşebilirler. Tıpkı ⁸⁷Rb'nin ⁸⁶Sr'ye dönüşmesi gibi. Bu tür izotoplar duraysız (radyojenik veya radyoaktif) izotoplar olarak adlandırılırlar ve kayaçların yaş tayinlerinde kullanılırlar. Buna karşın bazı izotoplar ise zaman içerisinde başka izotoplara dönüşmezler ki bu tür izotoplara da duraylı izotoplar denilmektedir.

¹ Dr. Öğr. Üyesi; Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü. hsendir@ogu.edu.tr ORCID No: 0000-0001-7252-7117

² Prof. Dr.; Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü. sariizkadir@gmail.com ORCID No: 0009-0008-3422-2724

* Bu Çalışma 1. yazarın doktora tez verilerinden yararlanılarak yapılmıştır. Ayrıca tez, 1485_4 nolu Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Araştırma fonu tarafından desteklenmiştir.

Duraylı izotop çalışmaları, jeotermometre ve jeobarometre incelemelerinin yanı sıra maden aramaları çalışmalarında da önemli bir yer tutmaktadır. Bu tür izotoplar zamana bağlı olarak değişime uğramadıklarından, herhangi bir jeolojik olayın gelişiminde yol gösterici olarak kullanılabilirler. Örneğin bir maden yatağının oluşması esnasında rol oynayan çözeltilerin ne tür bir kaynaktan geldiği, başka bir deyişle, suyun magmatik mi, meteorik mi ya da deniz suyu mu olduğu bu türden izotoplar yardımıyla aydınlanabilmektedir.

Duraylı izotopların en önemli özelliklerinden biri, çevresel, biyolojik ve jeolojik süreçlerde iz bırakmalarıdır. İzotop oranları, bir sistemin geçmişteki sıcaklık, kaynak, madde alışverişi gibi koşullarına dair bilgi verir. Bu nedenle duraylı izotoplar, geçmiş iklimlerin (paleoklimatoloji), beslenme biçimlerinin (biyoarkeoloji), su döngüsünün (hidroloji), jeolojik olayların (jeokimya) ve hatta ticari ürünlerin (gıda izlenebilirliği) anlaşılmasında son derece yararlı araçlardır (Hoefs, 1987; Kendall & Caldwell, 1998).

Duraylı izotoplar, tüm izotoplar arasında daha az bir oran tutmaktadır. Matematiksel bir ifadeyle 1700 radyoaktif izotopa karşın 271 duraylı izotop bulunmaktadır. Proton ve nötron sayıları çift olan izotopların duraylı olma şansı daha yüksektir (Hoefs, 1987).

Doğada bulunan 271 adet duraylı izotoptan sadece birkaçı jeolojik amaçlı olarak kullanılabilir. Bunlar, atom numarası düşük olan, birden fazla duraylı izotopu olan ve kayalar içerisindeki bolluk dereceleri çok daha fazla olan elementlere ait izotoplardır. Bu tanımlara uyan izotoplar; hidrojen, oksijen, karbon ve kükürt izotoplarıdır. Hidrojenin D/H, oksijenin $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, karbonun $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ve kükürdün $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ izotop oranları analiz edilmekte ve sonuçlar standart maddeye göre farklılığı gösteren δ sapma değerleri ‰ şeklinde ($\delta^{34}\text{S}$, δD ,

$\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$) ifade edilmektedir. Bu değerler çeşitli ortamlar için karakteristik bazı değerler ile karşılaştırılarak yorumlanmaya çalışılmaktadır (Ohmoto ve Rye, 1979).

2. DURAYLI İZOTOPLARLA İLGİLİ AYRINTILAR

Duraylı izotoplara ait elementlerin izotopik bileşikleri içerisindeki bolluk dereceleri, değişik jeolojik, jeokimyasal ve coğrafik olaylara bağlı olarak sürekli değişim göstermekte yani farklılaşmaktadır. Bu nedenledir ki duraylı izotoplar maden yataklarının oluşumlarının yorumlanmasına dair yapılan çalışmaların ayrılmaz bir parçası konumundadır. Ancak unutulmamalıdır ki her izotop analiz sonucu, ancak jeolojik verilerle birlikte ele alınırsa anlamlı olabilmektedir (Sendir, 2009). Maden yataklarında gözlenen sülfütlü ve sülfatlı minerallerin bileşiminde bulunan kükürtün, oksitli minerallerin bileşiminde bulunan oksijenin, karbonatlı minerallerin bileşiminde bulunan karbon ve oksijenin izotopsal bileşimleri incelenerek kökenleri ve oluşum koşulları hakkında bilgiler edinilebilmektedir. Belirtilen elementlerin izotoplarına ait bazı özellikler ve kullanılan standartlar Tablo 1’de verilmiştir (Sendir, 2009).

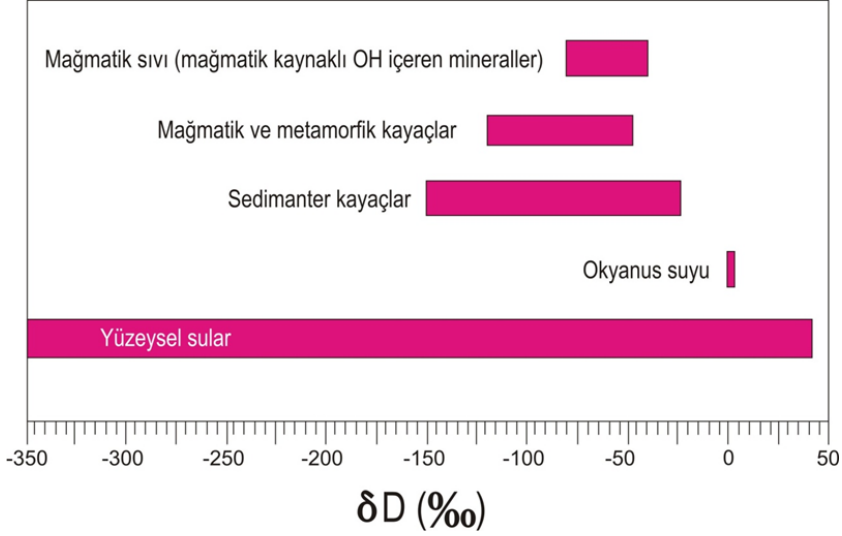
Tablo 1. Kararlı izotoplar jeokimyası incelemesinde yaygın olarak kullanılan bazı elementlerin izotopları ve analizlerde kullanılan standartlar (Akçay, 2002)

Element	Doğada bulunan izotopları	Atomik bolluğu	Analiz edilen izotop oranı	Kullanılan standartlar
Kükürt	^{32}S ^{33}S ^{34}S ^{36}S	95.02% 0.75% 4.21% 0.02%	$^{34}\text{S} / ^{32}\text{S}$	CDT (Canon Diablo Triyoliti)
Oksijen	^{16}O ^{17}O ^{18}O	99.7630% 0.0375% 0.1995%	$^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$	SMOW (Okyanus suyu)
Hidrojen	^1H $^2\text{H(D)}$	99.9844% 0.0156%	D / H	SMOW (Okyanus suyu)
Karbon	^{12}C ^{13}C	98.89% 1.11%	$^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$	PDB (Pee Dee Belemniti)

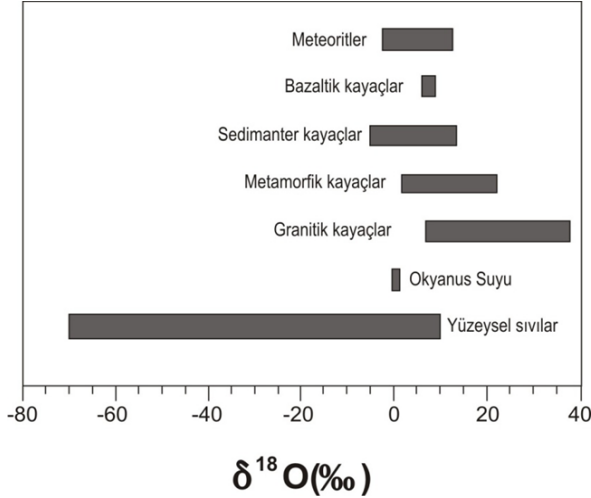
$\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop değerleri için standart olarak standart ortalama deniz suyu anlamına gelen SMOW (Standart Mean Ocean Water) kullanılmaktadır. Bu standart seçilirken hidrolojik döngü baz alınmaktadır. Bünyesinde H elementi barındıran mineraller (özellikle sulu silikatlar) ile hidrotermal çözeltilerin etkileri sonucunda oluşan alterasyon mineralleri kullanılarak hidrojen izotop analizleri yapılmaktadır. Bunların yanı sıra değişik mineraller içerisindeki sıvı kapanımlar da hidrojen izotop analizleri için kullanılır. Ancak sıvı kapanımlarındaki ölçümler, sadece bu minerallerin H izotop değerini ve sıvı kapanım içindeki hidrojen analizleri için kullanılır. Jeotermometre olarak kullanılamazlar. Çünkü sulu silikatların izotopik farklılaşma faktörleri sıcaklıktan bağımsızdır, minerallerin kimyasal bileşimlerine son derece duyarlıdır. Sıvı ile mineraller arasında H değişiminin düşük sıcaklıklarda bile çok kolaylıkla gerçekleşebilmesi, dolayısıyla maden yatakları bünyesinde oluşmuş olan sulu silikatların hidrojen izotop bileşiminin, sistem içerisinde sonradan etkili olan çözeltiler tarafından kolaylıkla değiştirilebilmesi hidrojen izotopunun jeotermometre olarak kullanılmasını sınırlayan bir etkidir (Cole ve Ohmoto, 1986). Değişik ortamlara ait hidrojen izotop bileşimleri Şekil 1’de gösterilmiştir.

Oksijen, doğada en bol bulunan elementtir. Gaz, sıvı ve katı bileşikler içerisinde bulunmaktadır. Bu tür oksijenli bileşikler çok geniş sıcaklık aralıklarında duraylı olduklarından oksijen, izotop jeokimyasında en kullanışlı elementlerden biridir. Oksijen elementinin ^{16}O , ^{17}O ve ^{18}O olmak üzere üç duraylı izotopu vardır (Tablo 1). İzotop analizlerinde, en bol bulunan $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotopları kullanılır. Oksijen izotop analizleri silikatlar, oksitler, karbonatlar ve sülfatlar üzerinde yapılabildiği gibi sıvı kapanımları içerisindeki sıvının üzerinde de yapılabilmektedir. Değişik çözeltiler ve kayaçların oksijen izotop bileşimleri Şekil 2’de gösterilmiştir.

Şekil 1. Değişik ortamların hidrojen izotop bileşimleri (Hoefs, 1987).



Şekil 2. Bazı oksijen içeren maddelerin (çözelti ve kayaç) SMOW'a göre oksijen izotop değerleri (Hoefs, 1987).

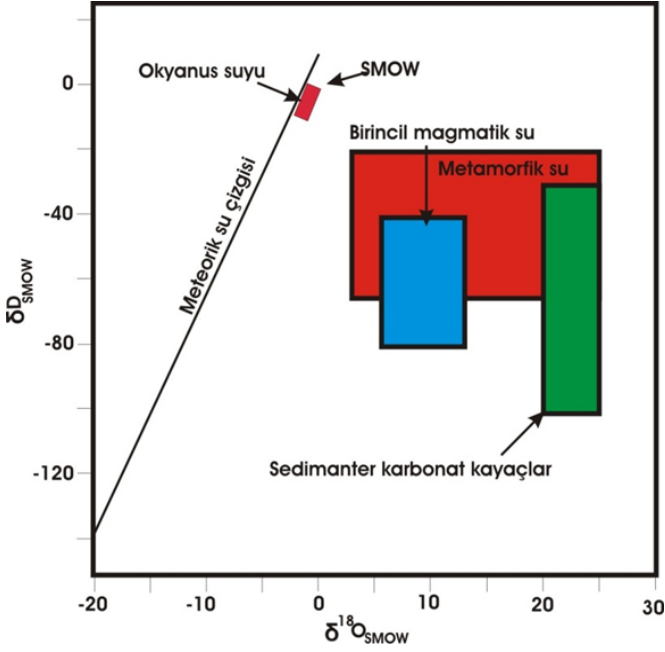


Oksijen izotop analizleri mineral çiftlerinde yapıldığı durumlarda çeşitli denklemler yardımıyla söz konusu minerallerin oluşum sıcaklıkları bulunabilmektedir. Bu

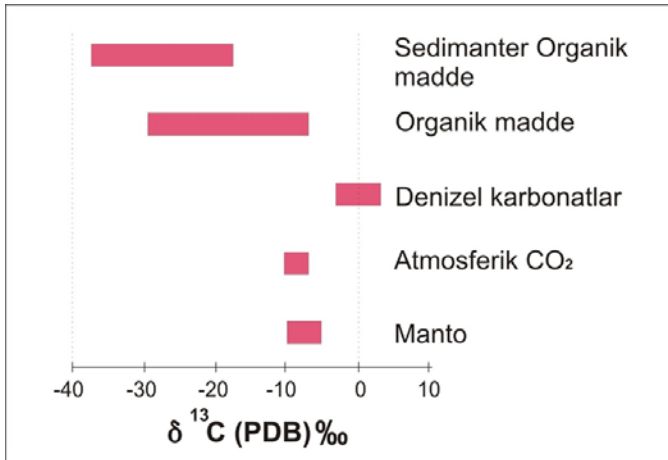
denklemler izotopik farklılaşma denklemleridir. Bu denklemlerin kullanılması sırasında dikkat edilmesi gereken en önemli nokta, izotopik denge şartlarının sağlanmış olmasıdır. Teorik olarak, iki mineralin birbiri ile sürekli iç içe büyüme göstermesi veya birbirlerini rahatsız etmeden yan yana büyümüş olmaları, dengede oluşmuş olduklarının bir göstergesidir. Buna karşın, bir mineral başka bir minerali kesiyorsa veya bir mineral başka bir mineral içerisinde kapanımlar halinde bulunuyorsa, bu iki mineral arasında izotopik dengenin varlığından söz edilemez. Başka bir ifadeyle, izotopik farklılaşma denklemlerinin herhangi bir mineral çiftine uygulanabilmesi için, sözkonusu mineral çiftlerinin eş zamanlı oluşması gerekmektedir. Doğal olarak, bir kayalık içerisinde bulunan iki veya daha fazla sayıda mineral arasında, aynı sıcaklıkta izotopik denge sağlanmışsa, bu mineraller arasında, oluşturulacak her mineral çiftinin izotopik farklılaşma denklemlerinin aynı oluşum sıcaklığını vermesi gerekir. Oksijen ve Döteryum izotop sonuçlarının birlikte değerlendirilmeleri ile çeşitli suların izotopsal bileşim oranları belirlenebilmektedir (Şekil 3).

Evrende en bol bulunan elementlerden biri olan karbon, yeryuvarında ancak eser miktarlarda bulunur. Karbonun ^{12}C ve ^{13}C olmak üzere iki duraylı izotopu vardır (Tablo 1). Güney Karolina'da Kretase yaşlı Peedee Formasyonundan alınan Belemnitella Amerikana (PDB) karbon izotop analizlerinde standart örnek olarak kullanılmaktadır. C izotoplarının incelenmesi ile karbonatlı minerallerin ve sıvı kapanımları içindeki CO_2 ve CH_4 gibi gazların yapısındaki karbonun kökenlerini saptanmaya çalışılmaktadır (Şekil 4).

Şekil 3. Çeşitli suların izotopsal bileşim alanları (Sheppard, 1977; Evans, 1987).

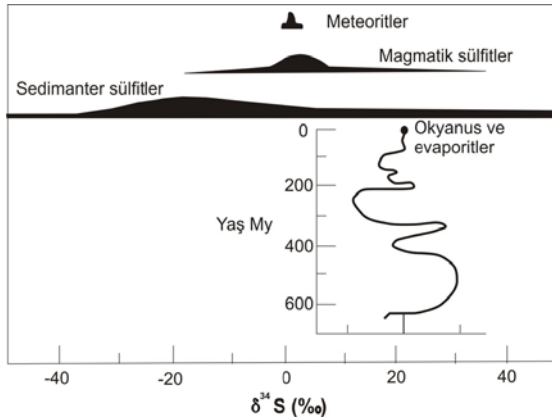


Şekil 4. Jeolojik bakımdan önemli bazı malzemelerde Karbon izotop bileşimleri (Hoefs, 1987).



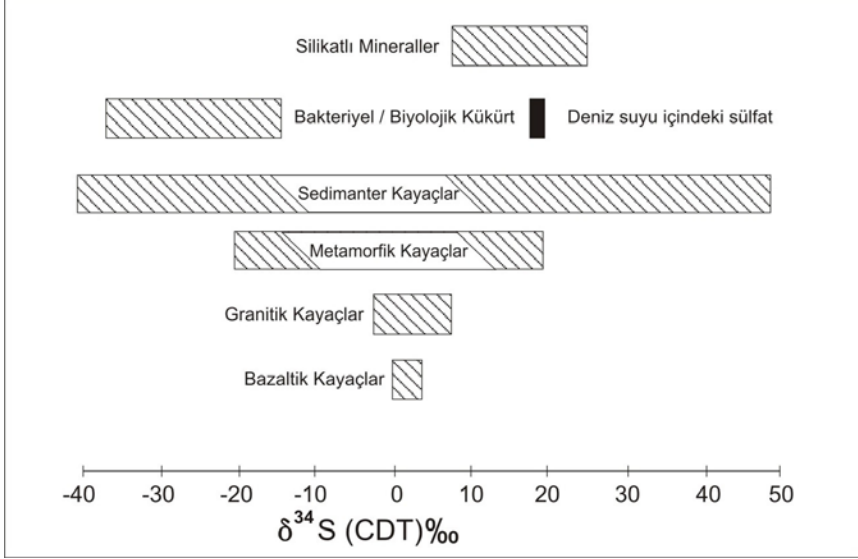
Kükürt, yeryuvarı içerisinde çok değişik ortamlarda ve değişik oksidasyon durumlarında bulunabilen bir elementtir. Kükürt, denizel ortamlarda ve evaporitlerde +6 değerlikli kükürt içeren sülfat halinde, tuz domlarında ve bazı volkanik kayalarda nabit halde, magmatik, metamorfik ve sedimanter kayalarla ilişkili olarak oluşan metalik maden yatakları içerisinde de indirgen kükürt içeren (negatif değerlikli) sülfidler halinde bulunur. Kükürtün ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S ve ^{36}S olmak üzere dört izotopu bulunmaktadır (Tablo 1). Bu izotoplar arasında en bol bulunan $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, kükürt izotop çalışmalarında kullanılan izotoplardır. Kükürt izotop analizlerinde standart örnek olarak Canyon Diablo demirli meteoritinin bileşiminde bulunan troilit (FeS) bünyesinden alınan S kullanılmaktadır. Bazik magmatik kayalarda $\delta^{34}\text{S}$ değerleri yaklaşık 0'dır. Asidik magmatik kayalarda yaklaşık olarak (+2 ile +30 ‰) olarak belirlenmiştir. Tortul kayalardaki kükürt dağılımları, magmatiklere göre iki kat daha fazladır. Sonuç olarak, 0'a yakın $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (-3 ile +7 ‰) magmatik kökenli, pozitif işaretli değerler denizel kökenli, negatif değerler ise bakteriyel ve/veya biyolojik kökenli olarak nitelendirilmektedir (Şekil 5).

Şekil 5. Doğadaki $\delta^{34}\text{S}$ dağılımları (Ohmoto ve Rye, 1979).



Hoefs (1987) $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri için biraz daha farklı bir şekil önermiştir (Şekil 6).

Şekil 6. Jeolojik bakımdan önemli çeşitli malzemelerin kükürt izotopları bileşimi (Hoefs, 1987).



Teorik bilgilerin pratiğe aktarılması açısından seçilen Karbon ve Oksijen izotoplarına ait bir örnek aşağıda verilmiştir.

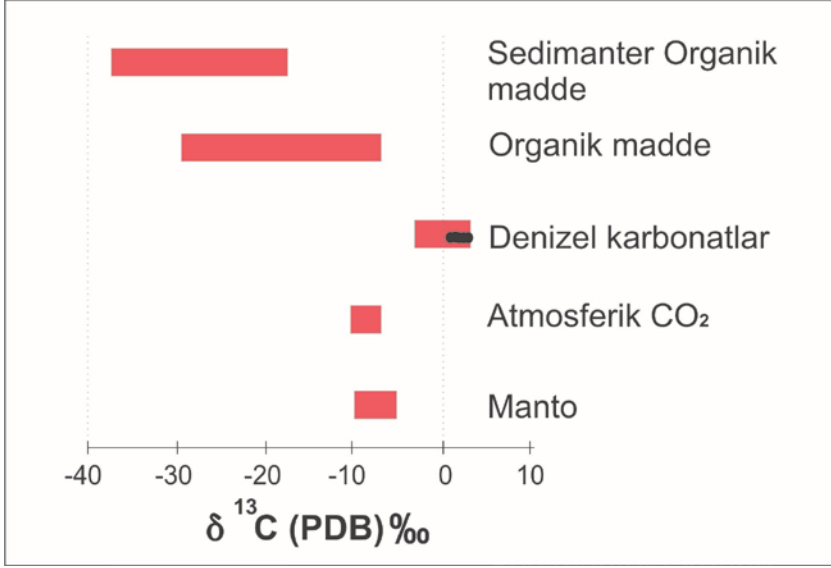
Karbon ve oksijen izotopları kalsit mineralleri üzerinde yapılmıştır (Tablo 2).

Tablo 2. Kalsit minerallerinde ölçülen karbon ve oksijen izotop analiz sonuçları (Sendir, 2009).

Sondaj No	Örnek No	Alterasyon tipi	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Dos8-1	C1	Fillitik	2,4	23,3
Dos8-3	C2	Fillitik	2,7	25,3
Dos8-4	C3	Fillitik	1,9	22,6
Dos8-5	C4	Fillitik	2,4	23,6
Dos8-9	C5	Fillitik	3,3	27,8

$\delta^{13}\text{C}$ değerleri 1,9 ile 3,3‰ arasında değişmektedir. Hoefs (1987)'de elde ettiği diyagrama göre çalışma alanındaki örnekler denizel karbonatlar alanına düşmektedir (Şekil 7) (Sendir, 2009).

Şekil 7. $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin çeşitli ortamlara göre karşılaştırılması (Hoefs, 1987).



3. DURAYLI İZOTOPLARIN UYGULAMA ALANLARI

Duraylı izotoplar, hidrolojik döngü, yeraltı suyu izleme ve atmosferik süreçlerin araştırılmasında sıkça kullanılır. Örneğin, ^{18}O ve ^2H izotopları, yağış ve buharlaşma süreçlerinin izlenmesinde kullanılır (Clark & Fritz, 1997).

Antik diyetlerin ve göç yollarının incelenmesinde ^{13}C ve ^{15}N izotopları kullanılmaktadır. İnsan ve hayvan kemiklerinde bulunan bu izotop oranları, beslenme alışkanlıkları hakkında bilgi verir (Schwarcz & Schoeninger, 1991).

Duraylı izotoplar, magmatik süreçlerin, mineral oluşumlarının ve metamorfik olayların izlenmesinde kullanılır. Örneğin, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranları magmatik kayaların kökenini anlamada önemli ipuçları sağlar (Taylor, 1968).

Gıda ürünlerinin kökeninin belirlenmesinde duraylı izotop analizleri kullanılır. Organik ve geleneksel ürünlerin ayırt edilmesinde ^2H , ^{13}C , ^{15}N ve ^{18}O izotopları oldukça etkilidir (Rossmann et al., 2000).

Teşekkür

Verilerinden yararlanılan doktora tezi, 1485_4 nolu Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Araştırma fonu tarafından desteklenmiştir.

4. SONUÇLAR

Duraylı izotoplar, modern bilimde geniş uygulama alanları olan ve doğadaki süreçleri anlamada güçlü araçlar sunan izotoplardır. Gerek çevre bilimlerinde gerek arkeolojide ya da tarımda, izotop oranlarının analiziyle geçmişe ve günümüze dair çok çeşitli bilgiler elde edilebilmektedir.

Duraylı izotop teknolojisi, özellikle 20. yüzyılın ortalarından itibaren kütle spektrometresi gibi analitik yöntemlerin gelişmesiyle büyük bir ivme kazanmıştır. Günümüzde izotop analizleri, disiplinler arası araştırmaların merkezinde yer almakta ve çevresel izleme, sürdürülebilirlik çalışmaları ve adli bilimler gibi birçok alanda yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu bağlamda, duraylı izotopların sistematik bir şekilde tanıtılması, kullanım alanlarının belirlenmesi ve temel prensiplerinin anlaşılması büyük önem taşımaktadır.

KAYNAKÇA

- Akçay, M. (2002). *Jeokimya: temel kavramlar ve uygulamaya aktarımlar*. Karadeniz Teknik Üniversitesi.
- Cole, D. R., & Ohmoto, H. (1986). Kinetics of isotopic exchange at elevated temperatures and pressures, Stable Isotopes in High-Temperature Geological Processes. *Rev. Mineral*, 16, 41-90.
- Evans, A. M. (1987). Introduction to ore geology.
- Hoefs, J. (1987). *Stable isotope geochemistry* (Vol. 285). Berlin: springer.
- Kendall, C., & Caldwell, E. A. (1998). Fundamentals of isotope geochemistry. In *Isotope tracers in catchment hydrology* (pp. 51-86). Elsevier.
- Ohmoto, H. (1979). Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*.
- Sendir, H. (2009). Ortaca (Domaniç-Kütahya) Yöresi Cu-Mo-Zn Cevherleşmelerinin Jeolojik, Petrografik ve Jenetik İncelenmesi, Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, 151s.
- Sheppard, S. M. F. (1977). Identification of the origin of oreforming solutions by the use of stable isotopes. *Geological Society, London, Special Publications*, 7(1), 25-41.

BİTLİS AHLAT İLÇESİNİN JEOLojİK VE JEOTEKNİK ETKİLERİNİN ARAŞTIRILMASI

Emrullah KANDEMİR¹

Derya KOCA²

1. GİRİŞ

Bitlis, Türkiye'nin Doğu Anadolu Bölgesi'nde yer alan, stratejik konumu ve zengin tarihi mirasıyla dikkat çeken bir ildir. Önemli bir tarihi ticaret yolu üzerinde yer alan Bitlis, İpek Yolu da dahil olmak üzere başlıca ticaret yollarının kesişme noktasındaki konumu sayesinde çeşitli kültürel alışverişler için bir kavşak işlevi görmüştür. Bu bölgede gelişen ekonomik, kültürel ve sosyal etkileşimler, İpek Yolu'nun tarihsel önemine atfedilebilir. Kentin tarihi mimarisi, kervansarayları ve köprüleri, yüzyıllar boyunca ticaret ve iletişim ağında oynadığı önemli rolün kanıtıdır. Günümüzde ise şehrin stratejik önemi, Emir (2022) tarafından da vurgulandığı üzere, doğu-batı ekseninin kesiştiği noktada yer almasıyla ortaya çıkmaktadır.

Her ne kadar Muş ile Van arasındaki alan farklı dönemlerde çeşitli amaçlarla birçok jeolog tarafından incelenmiş olsa da, Ahlat ilçesi bu araştırmalarda yeterince detaylı ele alınmamıştır. Ahlat bölgesine yönelik ilk jeolojik çalışmalar, farklı gerekçelere dayanarak belirli jeologlar tarafından gerçekleştirilmiştir ve bu çalışmalar aşağıda belirtilmiştir.

¹ Öğrenci, Batman Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı (Üniversite, Fakülte, Bölüm), e.kandemir.13@hotmail.com, ORCID: 0009-0004-5133-6900.

² Dr. Öğr. Üyesi, Batman Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi - Petrol ve Doğalgaz, derya.koca@batman.edu.tr, ORCID: 0000-0002-1439-7809.

1938 yılında D. B. Ericson, Van ilinin kuzeybatı kesiminde yer alan sahada potansiyel petrol kaynaklarını değerlendirmek amacıyla bölgeye saha çalışması gerçekleştirmiştir (Ericson, 1938).

1947 yılında G. Öztemür, bölgenin jeolojik yapısını detaylı biçimde ortaya koymak amacıyla 1:100.000 ölçekli bir jeoloji haritası hazırlamıştır (Öztemür, 1947).

1957 yılında İ. Akarsu, bölgeyi petrol jeolojisi açısından detaylı bir biçimde incelemiş ve daha önce hazırlanmış jeoloji haritasını derleyerek tamamlayıcı nitelikte bir çalışmaya imza atmıştır (Akarsu, 1957).

İ. E. Altınlı, 1964 yılında 1:500.000 ölçekli Van paftasının derleme çalışmaları kapsamında, bölge genelinde revizyon amaçlı jeolojik bir değerlendirme gerçekleştirmiştir (Altınlı, 1964).

2. MATERYAL VE METOD

Bu çalışmanın odak noktası olan Ahlat ilçesi, Doğu Anadolu Bölgesi'nde, Van Gölü Havzası'nın kuzeybatı kesiminde konumlanmaktadır. İdari olarak Bitlis iline bağlı altı ilçeden biri olan Ahlat; doğuda Adilcevaz, güneyde Tatvan, batıda ise Güroymak ile Muş ilinin Korkut ilçesiyle komşudur. Kuzeyde ise Muş'a bağlı Bulanık ve Malazgirt ilçeleriyle sınır oluşturmaktadır (Şekil 1). İlçenin toplam yüzölçümü yaklaşık 1.044 km² olup, Ahlat ilçe merkezi deniz seviyesinden yaklaşık 1.725 metre yüksekliktedir. Ayrıca, Ahlat'ın Bitlis kent merkezine uzaklığı yaklaşık 65 kilometredir (Elmastaş, 2009: 481).

Bu çalışma ile inceleme alanında sondaj ve jeofizik çalışmaları laboratuvar, arazi ve büro çalışmaları şeklinde üç aşamada değerlendirilmiştir. Bu araştırmanın etüt alanında

yapılan yüzey jeolojisi çalışmaları 3 adet ve her birinin derinliği 6,00 metre olan temel sondajı ve 2 profil boyunca Sismik (MASW ve Sismik Kırılma) verilerinden yararlanılmış ayrıca alınan karot numuneleri üzerinde laboratuvar çalışmaları yapılmıştır.



Şekil 1. Ahlat ilçesinin lokasyon haritası

Araştırma; arazi çalışmaları, laboratuvar çalışmaları ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir. Büro çalışmaları ise arazi çalışmaları öncesi ve sonrasında yine iki aşamalı olarak yapılmıştır. Arazi çalışmalarına başlanmadan söz konusu inceleme alanı ve yakın çevresi ile ilgili eski temel kazılarına ait ve bölgenin genel jeolojik, jeofizik, tektonik, jeoteknik ve hidrojeolojik mevcut veriler derlenerek bunların sonuçları gözden geçirilmiştir. Yöre hakkında bu ön bilgiler derlendikten sonra inceleme alanında arazi gözlemlerine başlanmıştır. Arazide yapılan gözlem ve incelemeler sırasında çelik şerit metre, jeolog çekici, GPS, Sismik alet, 9 kg'lık balyoz,

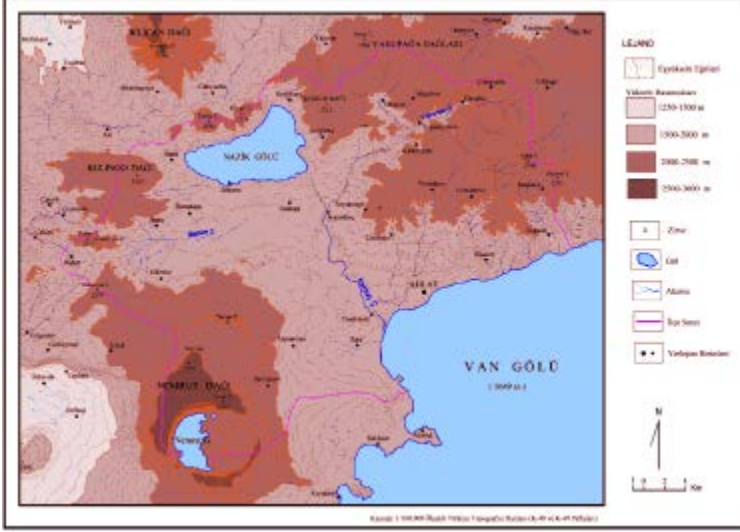
demir levha, jeofonlar (alıcı), ethernet kablosu, kablosu, dizüstü bilgisayar, trigger kablosu, jeolog çekici, fotoğraf makinesi ve sondaj makinesi gibi ekipmanlar kullanılmıştır.

2.1. Ahlat İlçesinin Topografyası ve Jeomorfolojik Durumu

Ahlat ilçesi ve çevresinde, farklı jeolojik dönemlerde oluşmuş çeşitli jeomorfolojik birimlere rastlanmaktadır. Bu yer şekillerinin ortaya çıkışında özellikle Kuaterner dönemine ait volkanik etkinlikler önemli bir rol oynamıştır. İlçenin doğusunda yer alan Süphan, kuzeybatısında bulunan Bilican ve güneybatısındaki Nemrut volkan konileri, bölgedeki jeomorfolojik çeşitliliği belirleyen başlıca unsurlar arasındadır. Nemrut Dağı'nın güneybatısında, kuzey ve batı kesimlerinde geniş lav platoları yer almakta; bu platolar üzerinde bazı parazit koniler gözlemlenmektedir. Bu oluşumlardan en dikkat çeken, yaklaşık 650 metre çapındaki Nemrutbaşı kül konisidir. Bu koninin kuzeyinde yer alan ve Kantaşı olarak bilinen lav akıntısı, 1441 yılında gerçekleşen son volkanik püskürme sonucu meydana gelmiştir. Nemrut Dağı'nın güney kesiminde yer alan Nemrut Kalderası ise büyük bir patlama sonucu oluşmuştur (Güner, 1984:36). Ayrıca, dağın kuzeyinde Kıralık, Kulingo (2321 m) ve Bilican (2754 m) gibi yükseltiler bulunmaktadır. Bu dağlar, Nemrut'un da yer aldığı kuzey-güney doğrultulu fay hattı üzerinde şekillenmiştir (Elmastaş, 2009: 481).

Ahlat ilçesinin kuzey kesimi, Miyosen dönemine ait gre ve konglomera türü tortul kayalardan oluşan geniş bir peneplen alanı karakteri taşımaktadır (Erinç, 1953: 65). Bu alanın daha kuzeyinde, doğu-batı yönünde uzanan ve 2296 metre yüksekliğe ulaşan Yakupağa Dağları yer almaktadır. Yakupağa Dağı'nın kuzeydoğusunda ise, önemli bir çöküntü alanı olan Süte Depresyonu ile birlikte, bölgenin en yüksek volkanik yapılarından biri olan 4058 metrelik Süphan Dağı bulunmaktadır.

İlçe sınırları içerisinde geniş bir alan kaplayan Alaaddin Çayı Havzası'nın orta bölümü ise, Ahlat'ın en dikkat çekici düz alanlarından birini oluşturmaktadır (Şekil 2).



Şekil 2. Ahlat ilçesi ve yakın çevresinin fiziki haritası

İlçedeki dağlık alanların büyük bir kısmı, aşırı derecede engebeli bir yapıya sahip olmamakla birlikte, tarım ve hayvancılık gibi ekonomik faaliyetler açısından oldukça elverişli koşullar sunmaktadır. Bu nedenle Van Gölü Havzası'nın kuzeyinde, dolayısıyla Ahlat çevresinde genellikle düşük eğimli bir topoğrafyanın hâkim olması, insan yerleşiminin ve faaliyetlerinin yüksek rakımlara kadar ulaşabilmesine olanak tanımıştır (Arınç, 1997: 397). Bu durum, özellikle toprak ve bitki örtüsünün yoğun ve bilinçsiz kullanımı nedeniyle ciddi tahribatlara uğramasına yol açmıştır. Günümüzde orman örtüsü oldukça azalmış, toplam alanın yalnızca %1,8'ini kaplar hâle gelmiştir.

Ahlat'ta yıllık ortalama kar yağışlı gün sayısı yaklaşık 27,8 gündür ve yıl boyunca ortalama 73,5 gün karla kaplı geçmektedir. Bu veriler ışığında, ilçede kış aylarında ortalama 2,5

ay boyunca kar örtüsü etkili olmaktadır. Yüksek rakımlı bölgelerde bu süre daha da uzamaktadır. Bölgede ölçülen en yüksek kar kalınlığı 129 cm'ye ulaşmış olup, özellikle yüksek kesimlerde kar örtüsü genellikle 1 metrenin üzerine çıkmaktadır. Bu kar örtüsü, ilkbaharda erime sürecine girdiğinde yüzeyden hızla akışa geçmek yerine toprağa sızarak, özellikle tarımsal üretim açısından kritik önemde olan yer altı su kaynaklarını beslemektedir.

Ahlat ilçesinde ana kayanın niteliği, topoğrafya, iklimsel koşullar ve bitki örtüsü gibi doğal çevre faktörleri, farklı özelliklerde toprak tiplerinin gelişimini etkilemiştir. Toprak yapısına bakıldığında, bölgede özellikle volkanik materyaller üzerinde oluşan volkanik regosoller baskın toprak grubunu oluşturmaktadır (Şekil 3). Regosoller, genellikle tortul veya volkanik ana materyaller üzerinde gelişen ve A horizonu zayıf gelişmiş olan topraklardır (Atalay, 2006: 324). Bu topraklar, volkanik kül ve yumuşak tüfler üzerinde şekillenmiştir. Regosollerin oluştuğu zemin genellikle yumuşak katmanlardan meydana gelmektedir. Kalınlığı 30 cm veya daha az olan bu toprakların rengi soluk kahverengi ile kahverengi arasında değişmekte, yapısı ise kumlu-tınlıdır. Kil oranı düşük, organik madde içeriği yaklaşık %1 ve pH değeri nötr seviyeye yakın, yani 7 civarındadır (Topraksu Genel Müdürlüğü, 1971: 36–37).



Şekil 3. Ahlat ilçesinin toprak haritası.

2.2. Ahlat İlçesinin Jeolojisi

İnceleme sahası ve çevresinde, farklı jeolojik dönemlere ait çeşitli birimler yüzeylenmektedir. Bu birimler arasında en yaşlısı olan Paleozoyik dönemden kalma Bitlis masifi yer almakta; bunu takiben, Üst Kretase dönemine tarihlendirilen Ahlat-Adilcevaz karmaşasından türeyen Eosen–Oligosen yaşlı Ahlat konglomerası gözlemlenmektedir. Bölgede ayrıca, Pliyosen-Kuvaterner dönemlerine ait Nemrut Dağı'na özgü volkanik kayalar ile Kuvaterner yaşlı traverten oluşumları, taraçalar ve alüvyonlar da yaygın olarak yüzeye çıkmaktadır.

2.2.1. Bölgesel Jeolojisi

Ahlat-Adilcevaz Karmaşığı (Üst Kretase): Birim, grimsi yeşil, koyu yeşil ve kahverengimsi siyah tonlarında olup, bol çatlaklıdır. Litolojiyi gabro, diyabaz, spilit, bazalt, mikritik kireçtaşı, radyolarit, çört, konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı oluşturmaktadır.

Ahlat Konglomerası (Eosen-Oligosen): Birim volkanik kökenli olup bordo, kahverengimsi kırmızı renk tonlarında olup genellikle kalın katmanlıdır. Çakılların hemen hemen tamamına yakını Üst Kretase yaşlı Ahlat-Adilcevaz karmaşığından türemiştir. Volkanik kökenli konglomera gevşek özellikte olup kumlu, killi seriler halinde ardışıklı, pekleşmemiş ve yatağa yakın yerlerde katmanlı özellik göstermektedir. Birimin yaşı, fosil içermediğinden stratigrafik konumuna ve eski çalışmalara dayanılarak Eosen-Oligosen olarak kabul edilmiştir. Birimin litolojik özellikleri karasal bir ortamda çökelmiş olduğunu göstermektedir.

Taraça (Kuvaterner): Dere yatakları boyunca derelerin taşıdıkları malzemeleri yatağın her iki tarafında biriktirmesi sonucu oluşmuştur. Tane boyutları silt boyutundan çakıl boyutuna kadar değişmektedir. Litolojisi volkanik kökenli çakıl, kum, silt ve piroklastik malzemeden (tuf ve pomza) oluşmaktadır.

Alüvyon (Kuvaterner): İnceleme sahası ve çevresindeki alanlarda yer alan alüvyon birimleri; akarsu ve dere sistemlerinin taşıdığı çakıl, kum, silt ve kil boyutundaki detritik malzemelerin birikimiyle oluşmuştur. Arazi genelinde geniş bir dağılım gösteren bu alüvyon örtüsündeki tanelerin büyük bir bölümü, bölgedeki volkanik kaynaklı kayaların ayrışması sonucu meydana gelmiştir.

2.2.2. Stratigrafi

Ahlat konglomerası, belirgin kırmızı rengi ve çakıllı yapısı sayesinde arazi üzerinde kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Bu birim, Ahlat-Adilcevaz karmaşık birimleri üzerinde açısız uyumsuzlukla (diskordan) yer almakta ve yine uyumsuz bir biçimde üzerine Ahlat kalkerini örtmektedir. Litolojik olarak, kalın tabakalı kırmızı konglomeralar ağırlıktadır ve nadiren ince tabakalı, fosil içermeyen kırmızı miltaşlı düzeyleriyle birlikte bulunurlar. İçerdikleri çakılların büyük kısmı, Ahlat-Adilcevaz kompleksine ait farklı kayaç birimlerinden türemiştir. Buna karşın, Eosen veya Oligosen dönemine ait fosilli çakıl örneklerine rastlanmamıştır. Formasyonun en karakteristik kesitlerinden biri, Ahlat ilçe merkezinin yaklaşık 9 km kuzeydoğusunda yer alan Cemalettin köyü yakınlarında gözlemlenmektedir. Bu formasyon, çalışma alanının merkez, güney ve güneydoğu bölümlerinde geniş bir yayılım göstermektedir. Cemalettin çevresinde formasyonun kalınlığı yaklaşık 1250 metreye ulaşırken, güney ve doğu yönlerinde kademeli olarak incelendiği görülmektedir. Örneğin, İpekçayır köyü civarında kalınlık 550 metreye kadar düşerken, Adilcevaz yakınlarında sıfıra iner. Bu bölgede Ahlat-Adilcevaz kompleksine ait ofiyolitlerin üzerine, diskordan olarak Adilcevaz kalkerini gelmektedir. Benzer stratigrafik ilişkiler çalışma alanının güney kesiminde de izlenebilmektedir. Ahlat'ın doğusunda bulunan Oralbaşı Tepesi'nin güneyinde konglomera birimi kesintiye uğramakta, bu alanlarda Adilcevaz kalkerinin alt seviyelerindeki kumlu

seviyeler doğrudan karmaşık ofiyolitlerin üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Ahlat konglomeraları batı yönünde inceleme sahası dışında kalan Nazik Gölü'ne kadar izlenebilmekte ve burada Nemrut volkanizmasının yaygın bazaltik lav akıntıları altında sonlanmaktadır (Demirtaşlı & Pisoni, 1965).

Adilcevaz kalkeri, hem Ahlat konglomeralarının hem de Ahlat-Adilcevaz karmaşığının ofiyolitik bileşenlerinin üzerine transgresif olarak gelmektedir. Bu birim, açık renkli, masif ya da kalın tabakalı görünüme sahip olup, tipik bir şelf (sığ denizel) ortam çökeltisidir. Genellikle taban seviyelerinde, transgresif bir tabakalanmayı gösteren kumlu ve çakıllı kalker ara seviyeleri bulunmaktadır. Stratigrafik kesit boyunca zengin makro ve mikro fosil içeriği ile dikkat çeken bu formasyon, Adilcevaz ilçe merkezine oldukça yakın olan Dikiş Mahallesi'nde en tipik örneğini sergilemektedir. Bu bölgede formasyon kalınlığı yaklaşık 800 metre olarak belirlenmiştir (Demirtaşlı & Pisoni, 1965).

Aktaş konglomerası, çok kökenli (polijenik) çakıllardan oluşan, gevşek çimentolu bir tortul kayaç birimidir. Bu birimin en tipik kesiti, Ahlat'ın yaklaşık 12 km kuzey-kuzeydoğusundaki Aktaş Tepesi'nin kuzey kısmında görülmektedir. Burada Aktaş konglomerası, Adilcevaz kalkeri üzerinde diskordan olarak yer almakta ve maksimum kalınlığı 200 metreye ulaşmaktadır. Ancak formasyon genellikle lokal (yersel) gelişim göstermekte olup, inceleme alanının kuzeydoğu ve kuzeybatı kısımlarında bulunmamaktadır. Fosil içeriği yönünden fakir olan bu birimin üzerinde konkordan (uyumlu) olarak Orta-Üst Miyosen yaşlı Develik formasyonu bulunmaktadır; bu nedenle Aktaş konglomeralarının yaşı da Orta Miyosen olarak değerlendirilmektedir (Demirtaşlı & Pisoni, 1965).

Develik formasyonu, Aktaş konglomeralarının var olduğu bölgelerde bu birimin üzerine konkordan olarak oturur ve kumtaşı, marn ile şeyl ardalanmasından meydana gelir. Aktaş konglomerasının bulunmadığı kesimlerde ise, doğrudan Adilcevaz kalkerleri üzerine diskordan olarak gelir. En iyi örneği, Ahlat ilçesinin yaklaşık 8 km kuzeyindeki Develik köyünde gözlemlenebilir. Bu alanda formasyonun toplam kalınlığı yaklaşık 800 metre olarak tahmin edilmektedir. Ancak kıvrımlanmanın yoğunluğu nedeniyle düzenli bir stratigrafik kesit çıkarılamamıştır. Alt seviyelerde yaklaşık 300 metrelik bölüm, çapraz tabakalanmalı kumtaşları ile karakterizedir (Demirtaşlı & Pisoni, 1965).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	GRUP	FORMASYON	ÜYE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	KUVATERNER				ALÜVYON		Qal	
					TRAVERTEN		Çtr	UYUMSUZLUK
					NEMUT VOLKANİTİ		Qn	UYUMSUZLUK Nemrut Volkaniti (Qn): Bazalt, tuf vb.
MESOZOYİK	KRETASE	ÜST			İÇMELİ FORM.		Mzi	UYUMSUZLUK İçmeli Formasyonu (Mzi): Metaspilit, metaçört, kayrak vb.
							PzMzc	Çadırdağı Grubu (PzMzc): Ayrılmamış rekristalize kireçtaşı, dolomit, mermer gışt, kalker gışt, filit vb.
	PERMIYEN	ALT		ÇADIRDAĞI GRUBU				UYUMSUZLUK
							PzBku	Kuştaşı Formasyonu (PzBku): Gışt, filit
PALEOZOYİK	KARBONİFER			BITLİS GRUBU	KUŞTAŞI FORM.		PzBkok	Kırkbalat Kuvarşlı Mermer Üyesi (PzBkok): Kuvarşlı mermer
							PzBko	Kökaru Formasyonu (PzBko): Kuvarş gışt, filit, gışt, kuvarşlı mermer vb.
	DEVÖNYEN	ÜST			KUTLU FORM.		PzBkk	Kalk gışt Üyesi (PzBkk): Kalk gışt
							Pey	UYUMSUZLUK Karakaş Amfibolit (Pey): Amfibolit, amfibolit gışt
PREKAMBRIYEN	KARAKUŞ AMFİBOLİTİ			YOLÇULAR GRUBU	KARAKUŞ AMFİBOLİTİ		Pey	Yolcular Grubu (Pey): Ayrılmamış gnays, mikagışt, amfibolit vb.

Şekil 4. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Demirtaşlı ve Pisoni 1965).

3. BULGULAR VE TARTIŞMA

Çalışmada jeolojik – jeoteknik çalışmaların yapılması, zemine ait mühendislik parametreleri (Vp-Vs hızları, Kayma Modülü, Elastisite Modülü, Bulk Modülü, Taşıma Güçleri vb.) hesaplanmaya çalışılmıştır. Jeofizik çalışmalardan; MASW (Multi-channel Analysis SurfaceWaves) ve Sismik Kırılma uygulanmış olup; zemin etüdünde incelemenin dayandığı prensipler, etüdün yapılışı ve kullanılan aletlerle ilgili bilgiler verilmiştir.

3.1. Jeofizik Çalışmaları

Arazi çalışmasında 1 profil boyunca Sismik MASW ve 1 profil boyunca Sismik Kırılma ölçümleri alınmıştır. İnceleme alanındaki jeofizik çalışmalar Tablo 1’de tablo halinde verilmiştir.

Tablo 1. İnceleme alanında yapılan jeofizik çalışmalar tablosu

Hat Adı	Atış Sayısı	Jeofon aralığı	Ofset aralığı	Serim boyu	Koordinat	
					E	K
MASW -1	3	2,00 m	8,00 m	30,00 m	38.7551	42.4896
S.KIRILMA-1	3	2,00 m	1,00 m	23,00 m	38.7551	42.4896

3.2. Sismik Kırılma Yöntemi

İnceleme sahasında birbirine dik olacak şekilde 1 profil üzerinde (MASW Profilleri ile aynı profillerde) sismik kırılma ölçümü Vp-düz ve Vp-ters olarak yapılmıştır. Ara yüzeye (tabaka sınırı) gelen dalga Huygen’s prensibine göre; ara yüzey boyunca her bir nokta yeni bir yarı küresel elastik dalga merkezini temsil eder. Bu dalgalar P-dalgası yayılımı için Vp hızıyla ortam içinde hareket ederler. Arazi uygulamalarında P ve P’ dalga hızlarının sismik kırılma yöntemiyle tespit edilerek sahaya ait tabaka hızları, tabaka sınırları ve derinlik bilgisi hakkında bilgi edinilmesi yoluna gidilmiştir. Arazi çalışmalarında toplam 1 profilde sismik kırılma kayıtlarını elde etmek için her noktada 2 metre aralıklı 14 Hz düşey jeofonlardan oluşan bir serim kullanılmıştır. Ofset mesafesi 1,00 metre olarak alınarak 23,00

metre profil boyu olacak şekilde ölçüler alınmıştır. Profillere ait Vp dalga hızlarının derinlik değişim modelleri ek de verilmiştir. Söz konusu sahada Vs ölçümü yapılmamıştır. Elde edilen Vp dalga hızlarına göre hesaplanan zemin dinamik-elastik mühendislik parametreleri Tablo 2’de verilmiştir.

Tablo 2. Profil (1,2) için zeminin Vp-dalga hızları

Profil No	Tabaka No	V _p (m/sn)	H (m)
SİSMİK KIRILMA	1	640	3,00
	2	750	5,00
	3	825	∞

3.3. MASW (Çok Kanallı Yüzey Analizi) Yöntemi

Son yıllarda, yüzey dalgalarının çok kanallı analizine dayanan MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) yöntemi, özellikle S-dalgası hız dağılımlarının belirlenmesinde sismik kırılma yöntemine tamamlayıcı ya da alternatif bir çözüm olarak öne çıkmaktadır. Bu yöntem, özellikle sismik kırılma yönteminin uygulanmasının güç olduğu yerleşim alanları gibi çevresel gürültü seviyesinin yüksek olduğu sahalarda, önemli bir avantaj sağlamaktadır. MASW tekniği, sismik kırılma ölçümünde kullanılan dizilim geometrisi korunarak veri kaydı yapılmasına imkân tanıdığı gibi, daha derin seviyelerdeki jeoteknik özelliklerin belirlenmesine de olanak sunmaktadır. Yöntemin diğer öne çıkan yönleri; hızlı veri elde etme kabiliyeti, veri işlem sürecinin göreceli olarak daha basit olması ve düşük hız zonlarının daha etkin şekilde analiz edilebilmesidir.

İnceleme alanında 2 adet MASW etüdü yapılarak zemine ait bazı parametreler elde edilmiştir. Yapılan MASW-1 çalışmasında jeofon (alıcı) aralıkları 2 metre, ofset aralığı 8 metre ve serim boyu 30 metre olacak şekilde ölçüm yapılmıştır. Çalışmalar sırasında PASI marka GEA24 modeli 24 kanallı sinyal biriktirmeli sismogram, trigger kablosu, 12 adet 4.5Hz’lik P jeofonu, ethernet kablosu, şerit metre, demir tabla, 9 kg’lık balyoz ve bilgisayar kullanılmıştır. Alınan kayıtlar üzerinde

büroda çeşitli veri-işlem teknikleri uygulanmıştır. Yorumlama aşamasında SEISIMAGER programının modülleri olan PICKWIN ve PLOTREFA kullanılarak 2profil için bir boyutlu yeraltı kesitleri elde edilmiştir.

Her bir ölçüm noktasına ait çok kanallı yüzey dalgası kayıtları, standart veri işleme adımları takip edilerek analiz edilmiştir. İlk aşamada, kaydedilen sismik atış verileri frekansa bağlı faz hızı eğrisinin elde edilebilmesi amacıyla f-k (frekans-dalga sayısı) dönüşümüne tabi tutulmuştur. Elde edilen faz hızı eğrisi üzerinden, yüksek modlara ait bileşenler ile düşük sinyal/gürültü oranına sahip veriler elenmiş ve böylece ters çözümde kullanılacak temel moda ait faz hızı eğrisi seçilmiştir. Bu temel mod eğrisi, referans alınarak bir başlangıç modeli (sentetik eğri) oluşturulmuş, ardından bu model ile gözlemlenen eğri arasında en küçük kareler algoritması kullanılarak yinelemeli (iteratif) uyum sağlanmıştır. Sonuç olarak, zeminin fiziksel özelliklerini yansıtan, derinliğe bağlı tek boyutlu bir S-dalgası hız modeli ile birlikte ilgili derinlik parametreleri elde edilmiştir.

3.4. Sondajlar

Çalışma sahasında her biri 6,00 metre derinliğe sahip toplam üç adet sondaj kuyusu açılmıştır. Bu sondajlar, planlanan dört katlı konut yapısının zemin özelliklerini belirlemek amacıyla gerçekleştirilmiştir. Sondaj işlemleri sırasında geçilen zemin tabakalarına ilişkin üst ve alt derinlik bilgileri, numune alınan seviyeler, yeraltı suyu seviyesi gibi tüm gözlem ve tespitler detaylı biçimde sondaj loglarına kaydedilmiştir. Gerçekleştirilen bu sondajlı araştırmaların temel amacı; zemindeki süreksizliklerin (kırık, çatlak, eklem, fay vb.) belirlenmesi, ayrışma düzeylerinin değerlendirilmesi, bitkisel toprak kalınlığının ve yeraltı su seviyesinin tespiti ile jeoteknik parametrelerin ortaya konmasıdır. Ayrıca, zemin mekaniği

laboratuvar deneylerinde kullanılmak üzere karot örnekleri alınmıştır.

Sondaj verilerine göre, inceleme alanında yüzeyde ayrıışmış ve çatlaklı yapıda olan, derinlik arttıkça kırıklılık ve çatlak yoğunluğu azalan, daha masif bir özellik kazanan volkanik tuf birimi hâkim temel jeolojik formasyon olarak tanımlanmıştır. Bu birimden elde edilen karot örnekleri üzerinde laboratuvar ortamında yapılan nokta yükleme testleri aracılığıyla nokta yük indisi değerleri hesaplanmış ve bu verilere dayanarak taşıma gücü analizleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen bulgular, zemin koşullarının mevcut yapılaşma için herhangi bir zemin iyileştirmesi gerektirmediğini ortaya koymuştur. Zemine ilişkin derinlik bazlı katmanlaşma özellikleri ise Tablo 3'te sunulmaktadır.

Tablo 3. Sondaj kuyusuna ait bilgiler

Sondaj No	Derinlik (mt)	Litoloji	Sondaj Koordinatı
SK-1	0,00-1,00	AltereVolkanik	Enlem: 38.7551
	1,00-6,00	Tuf+Alüvyon	Boylam: 42.4994
SK-2	0,00-1,00	AltereVolkanik	Enlem: 38.7550
	1,00-6,00	Tuf+Alüvyon	Boylam: 42.4996
SK-3	0,00-1,00	AltereVolkanik	Enlem: 38.7549
	1,00-6,00	Tuf+Alüvyon	Boylam: 42.4995

Sondaj çalışmaları sonucunda elde edilen veriler hem gözlemsel olarak hem de laboratuvarında deneysel olarak incelenmiş olup elde edilen veriler değerlendirilerek inceleme alanını oluşturan birimlerin fiziksel ve mekanik özellikleri tespit edilmiştir.

İnceleme alanı nemrut volkanizması sonucu oluşan Volkanik Tüflerden oluşmaktadır. Nemrut volkanitleri olarak adlandırılan bu birim kaya niteliğindedir. Yapılan sondajlarda alınan Volkanik Tuf karotları üzerinde yapılan incelemelerden anlaşıldığı üzere, kırık ve çatlak süreksizlikleri bulunan ve bu süreksizlikler dolgu malzeme ile dolduğu gözlenmiştir.

İnceleme alanını oluşturan birimler kuvaterner yaşlı Volkanik Tüf biriminden oluşmaktadır. Yapılan maksimum 6,00 mt lik temel sondajlarında, bu birim yüzeyden derinlere doğru, alterasyon derecesi giderek azalan ve masif bir yapı sunan bir tabakalanma sunmaktadır. Yapılan 3 adet sondaj kuyusunda da aynı birim gözlenmiştir. Elde edilen veriler birbiriyle aynı mekanik ve fiziksel özellik göstermektedir.

İnceleme alanında gerçekleştirilen jeolojik, jeoteknik ve sismotektonik değerlendirmeler sonucunda; zemine ait fiziksel, mekanik ve dinamik parametreler detaylı şekilde belirlenmiştir. Bu kapsamda yapılan sondaj çalışmaları, laboratuvar testleri ve jeofizik ölçümler doğrultusunda elde edilen mühendislik verileri, yapı güvenliği açısından temel tasarımına esas teşkil edecek niteliktedir.

İnceleme alanında gerçekleştirilen jeolojik, jeoteknik ve sismotektonik değerlendirmeler sonucunda; zemine ait fiziksel, mekanik ve dinamik parametreler detaylı şekilde belirlenmiştir. Bu kapsamda yapılan sondaj çalışmaları, laboratuvar testleri ve jeofizik ölçümler doğrultusunda elde edilen mühendislik verileri, yapı güvenliği açısından temel tasarımına esas teşkil edecek niteliktedir. Alanın zemin sınıfı, deprem tehlike parametreleri ve zemin-yapı etkileşimi açısından belirleyici olan karakteristikler, aşağıda Tablo 4’te sunulmuştur.

Tablo 4. Veri ve geoteknik parametreleri

Veri ve Geoteknik Parametreleri		
Enlem / Boylam	38.7551	42.4996 ⁰
Yeraltı Su Seviyesi (7 Günlük Ölçüm Sonucunda)	YOK	
Tasarım Dayanımı(Temel Taşıma Gücü) qt	2.90 kg/cm ²	29.00 ton/m ²
Yatak Katsayısı	1624 ton/m ³	
Deprem Yer Hareketi Düzeyi	DD-2	
Yerel Zemin Sınıflandırması	ZD	
Spektral İvme Katsayısı	SS= 0.849 S1=0.223 SDS=0.985 SD1=0.480	
En Büyük Yer İvmesi (g) ve Hızı(cm/s)	PGA= 0.353 PGV= 21.080	
Bina Önem Katsayısı	1.0	
Yatay Elastik Tasarım Spektrumu	TA=0.098 s TB=0.488 s	
Düşey Elastik Tasarım Spektrumu	TAD=0.033 s TBD=0.163 s	
Bina Kullanım Sınıfı	BKS=3	
Deprem Tasarım Sınıfı	DTS=1	
Bina Yükseklik Sınıflandırması	BYS-6	
Zemin Hakim Titreşim Periyodu (T0)	0,35 sn	
Zemin Deprem Büyütmesi	2,36	
Kayma Dalgası Hızı VS30 m/s)	339	
Poisson Oranı	0.39	

4. SONUÇ VE ÖNERİLER

Araştırmadaki inceleme alanı, Doğu Anadolu Bölgesi'nin önemli tektonik kuşaklarından biri olan Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı üzerinde yer almaktadır. Bu kuşak, Neotetis Okyanusu'nun kapanmasına bağlı olarak gelişmiş ve bir dizi bindirme, kırık ve fay zonunu barındırmaktadır. Alanın yakın çevresinde aktif fay hatlarının bulunması, yapılaşma sürecinde sismotektonik risklerin göz önünde bulundurulmasını zorunlu kılmaktadır.

İnceleme alanı, Kuvaterner yaşlı alüvyon birimleri ile temsil edilmekte olup, bu birimler genellikle zayıf mühendislik özelliklerine sahip, yüksek plastisiteli killer, siltler ve kumlu

zeminlerden oluşmaktadır. Söz konusu zeminlerin oturma ve taşıma gücü özellikleri bakımından dikkatli mühendislik değerlendirmesi gerektirmektedir.

Yerel zemin sınıflaması, Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği kriterlerine göre ZD olarak belirlenmiştir. Zemin hakim titreşim periyodu $T_0 = 0.35$ sn, zemin büyütme katsayısı ise 2.36 olarak hesaplanmıştır. Zemin profili, dinamik davranış açısından düşük rijitliğe sahip olup, yapının taşıyıcı sistemi bu özellikler göz önünde bulundurularak tasarlanmalıdır.

Yapılan sondaj çalışmaları ve laboratuvar analizleri sonucunda; zeminlerin suya doygun, orta ila yüksek plastisiteli killi-siltli yapıda olduğu, yer yer kum mercikleri içerdiği belirlenmiştir. Taşıma gücü düşüktür ve zeminde oturma potansiyeli bulunmaktadır. Yeraltı su seviyesi yüzeye yakın olup, temele etkisi dikkate alınmalıdır.

Arazi ve laboratuvar deneyleri sonucunda zeminlerin taşıma gücü $q_t = 2.90 \text{ kg/cm}^2$ (29.00 ton/m^2) olarak belirlenmiştir. Yatak katsayısı ise 1624 ton/m^3 olarak hesaplanmış, bu değer yapı temel tasarımı için kullanılabilir niteliktedir.

Yapılan sismik deneyler (MASW ve Sismik Kırılma) ile elde edilen veriler, zemin sınıfının Z4 kategorisinde değerlendirilebileceğini göstermektedir. Bu durum, yapı tasarımında deprem yönetmeliğine uygun şekilde önem arz etmektedir. V_{s30} değeri düşük çıkmış olup, rijit temel sistemlerine geçiş düşünülmelidir.

Zemin iyileştirme (jet grout, taş kolon vb.) yöntemlerinin değerlendirilmesi, temel kazısı sırasında yeraltı suyu kontrolünün sağlanması, yapı temellerinin derin temel (kazıklı sistemler) olarak projelendirilmesi ve geoteknik parametrelerin saha koşullarına göre revize edilerek statik projeye entegre edilmesi tavsiye edilmektedir. Olası zemin sıvılaşması problemi olmamakla birlikte, temel altındaki zemin tabakalarında

sıkıştırma ve iyileştirme yöntemleri (mekanik kompaksiyon vb.) önerilmektedir.

KAYNAKÇA

- Akarsu, I. (1957). *Report on the petroleum exploration survey of the Ahlat-Adilcevaz northern area of Lake Van region* (MTA Report No. 2615, Unpublished). Ankara.
- Altınlı, E. (1964). *1:500 000 scale geological map prospectus, Van*. M.T.A. Publications.
- Arınç, K. (1997). Some geographical observations in Süte Depression. *Journal of Eastern Geography*, (2).
- Atalay, İ. (2006). *Soil formation, classification and geography*. Meta Basım Matbaacılık Hizmetleri.
- Demirtaşlı, E., & Pisoni, C. (1965). Geology of the Ahlat-Adilcevaz region (north of Lake Van). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 64, 22–43.
- Elmastaş, N. (2009). Agricultural land use in Ahlat district. *Gaziantep University Journal of Social Sciences*, 8.
- Emir, G. (2022). *Don't go back without doing it*. Education Publishing House.
- Ericson, D. B. (1938). *Report on Boyabat* (MTA Institute Report No. 817).
- Erinç, S. (1953). *Geography of Eastern Anatolia* (İstanbul Üniversitesi Yayın No. 572, Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü Yayın No. 15). İstanbul.
- General Directorate of Topraksu. (1971). *Van Lake Basin Soils* (Vol. 281). Ankara.
- Güner, Y. (1984). Geology, geomorphology and evolution of volcanism of Nemrut Volcano. *Journal of Geomorphology*, (12).
- Öztemür, G. (1947). *Geology of section 66/3*.

Terzaghi, K. (1943). *Theoretical soil mechanics*. John Wiley & Sons.

AKADEMİK PERSPEKTİFTEN
YER BİLİMLERİ VE MÜHENDİSLİĞİ

yaz
yayınları

YAZ Yayınları
M.İhtisas OSB Mah. 4A Cad. No:3/3
İscehisar / AFYONKARAHİSAR
Tel : (0 531) 880 92 99
yazyayinlari@gmail.com • www.yazyayinlari.com