



T.C.
KONYA TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ



**TUZ GÖLÜ HAVZASI GÜNEYİNDE YER ALAN
NEOJEN YAŞLI HALİT ÇÖKELLERİNİN
KÖKENİNİN BELİRLENMESİ**

Hatice ÜNAL ERCAN
DOKTORA TEZİ

Jeoloji Mühendisliği

ARALIK-2019
KONYA
Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

Hatice Ünal Ercan tarafından Hazırlanan “Tuz Gölü Havzası Güneyinde Yeralan Neojen Yaşlı Halit Çökellerinin Kökeninin Belirlenmesi” adlı tez çalışması 27/12/2019 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

Başkan

Üye Prof. Dr. Abidin TEMEL

Danışman

Prof. Dr. Muazzez ÇELİK KARAKAYA

Üye: Prof. Dr. Hükmü ORHAN

Üye: Prof. Dr. Ömer BOZKAYA

Üye: Prof. Dr. M. Tahir NALBANTÇILAR



Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Saadettin Erhan KESEN
Enstitü Müdürü V.

Bu tez çalışması, TÜBİTAK (114Y629) ve Selçuk Üniversitesi (SUBAP 16401034) nolu tarafından desteklenmiştir.

TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

DECLARATION PAGE

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all material and results that are not original to this work.

İmza

Hatice ÜNAL ERCAN

Tarih: 7/01/2020

ÖZET

DOKTORA TEZİ

TUZ GÖLÜ HAVZASI GÜNEYİNDE YER ALAN NEOJEN YAŞLI HALİT ÇÖKELLERİNİN KÖKENİNİN BELİRLENMESİ

Hatice ÜNAL ERCAN

Konya Teknik Üniversitesi
Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Muazzez ÇELİK KARAKAYA

2019, 189 Sayfa

Jüri

Prof. Dr. Muazzez ÇELİK KARAKAYA
Prof. Dr. Abidin TEMEL
Prof. Dr. Hükmü ORHAN
Prof. Dr. Ömer BOZKAYA
Prof. Dr. Mahmut Tahir NALBANTÇILAR

Konya Kapalı Havzası'nın güneyinde bulunan çalışma alanı, İç Anadolu'daki en büyük Miyosen iç havzasıdır. Bu tezin amacı, Miyosen yaşlı halit çökellerinin mineralojik özelliklerini ve kökenini belirlemektir. Bu amaçla, Tuz Gölü havzasının güneyindeki üç farklı sondajdan alınan halit örneklerinin mineralojik, jeokimyasal ve izotopik özellikleri incelenmiştir. Halitce zengin numunelerin, klor (% 60.20-61.00) ve sodyum (% 39.00-39.40) içerikleri teorik değerlere yakınken brom içeriği (5-637 ppm) geniş bir aralıkta değişmiştir.

Cl⁻, Br⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻, K⁺ ve Cl/Br (948-86428) oranları ve dokuz saf halit örneğinin sıvı kapanımı analizleri (K⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻) değerlendirilerek Tuz Gölü havzasında Miyosen yaşlı halitlerin oluşumunda, farklı bileşime ve kökene sahip çözeltilerin etkili olduğu belirlenmiştir. Saf halit örneklerinin yüksek Br⁻ (> 40 ppm) içeriği, denizel kökeni işaret ederken, düşük Br⁻ içeriği, önceden çökelmiş halitlerin çözünmesi ve yeniden kristallenmesi ile ilişkilidir. Çalışma alanı çevresinde daha önceden çökelmiş olan jipslerin çözünmesi ve de-dolomitleşme mekanizmaları Tuz Gölü havzası ve çevresindeki halitlerin Mg²⁺ ve SO₄²⁻ içeriklerinin yükselmesine neden olmuştur. Saf halitlerin $\delta^{81}\text{Br}$, $\delta^{37}\text{Cl}$, $\delta^7\text{Li}$ ve $\delta^{11}\text{B}$ izotop bileşimleri sırasıyla -0.82 – 0.06, -0.80 – 1.28, -0.70 – 30.60 ve -14.70 – 11.60 arasında değişmektedir.

Düşük $\delta^{37}\text{Cl}$ (-0.06 – 0.06 ‰), düşük $\delta^{81}\text{Br}$ (0.03 – 0.95 ‰), yüksek $\delta^{11}\text{B}$ (-6.40 – 11.60 ‰) ve yüksek $\delta^7\text{Li}$ (26.00 – 30.60 ‰) değerleri, Tuz Gölü havzasında çökelen halitlerin büyük ölçüde, Orta Miyosen Optimum İklimsel (MMCO) döneminde deniz suyundan türemiş olduklarına işaret eder. Ayrıca, Tuz Gölü numunelerinin Cl⁻, Br⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻ içerikleri ve orta yükseklikte ki $\delta^{81}\text{Br}$ (0.34 - 0.95 ‰) değerleri, havzada daha önceden çökelen halitlerin kökeninin sadece denizel olmadığını, farklı

bileşim, oran veya kökenli (deniz suyu veya tuzlu su ve yeraltı suyu/tatlı su vb.) çözeltilerin karışımı olduğunu belirtir.

Oldukça karmaşık farklı fiziko-kimyasal mekanizmaların etkisi altında meydana gelen bir sedimanter havza olan Tuz Gölü havzasında kimyasal ve fiziksel farklılıklara neden olan olası etkili mekanizmalar: (1) Farklı köken ve bileşime sahip çözeltilerin eskiden çökelmiş olan evaporitleri çözmesi ve yeniden kristallenmenin gerçekleşmesi, (2) de-dolomizasyon ve (3) deniz suyu girişimi olabileceği ilk defa bu çalışmada ortaya konmuştur. Ayrıca Orta Miyosende deniz seviyesinin yükselmesine ek olarak fay ve karstik boşlukların havzaya deniz suyu girişinde önemli bir rol oynadığı ilk kez bu çalışmayla tespit edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Evaporit; Halit; Konya Havzası; Sıvı kapanım; Tuz Gölü; Yeniden kristallenme.



ABSTRACT**PhD THESIS****DETERMINATION OF THE ORIGIN OF THE NEOGENE AGED HALITE
DEPOSITS IN THE SOUTHERN PART OF THE TUZ GÖLÜ BASIN****Hatice ÜNAL ERCAN****Konya Technical University
Institute of Graduate Studies
Department of Geological Engineering****Advisor: Prof. Dr. Muazzez ÇELİK KARAKAYA****2019, 189 Pages****Jury****Prof. Dr. Muazzez ÇELİK KARAKAYA
Prof. Dr. Abidin TEMEL
Prof. Dr. Hükmü ORHAN
Prof. Dr. Ömer BOZKAYA
Prof. Dr. Mahmut Tahir NALBANTÇILAR**

The study area located in the southern part of Konya Closed Basin is the largest Miocene inner basin in Central Anatolia. In the thesis, mineralogical, geochemical and isotopic investigations were conducted in halite samples taken from three deep drillings at the southern part of the basin in order to determine the chemical composition of the Miocene halite deposits and to evaluate depositional environments of Tuz Gölü lacustrine basin.

The Cl⁻ and Na⁺ contents of the halite-rich samples in the Tuz Gölü basin are characterized by ranging from 60.20 to 61.00 % and from 39.00 and 39.40 %, respectively but the Br⁻ contents vary within a wide range (5-637 ppm). The Cl⁻, Br⁻, Ca, Mg²⁺, SO₄²⁻, K⁺ values and Cl/Br (948-86428) ratios of the halite samples and fluid inclusion analysis results from pure halite samples indicated that solutions with different composition and origin were effective on formation of the Miocene halites in Tuz Gölü basin. The high Br⁻ (> 40 ppm) content of the pure halite samples indicates the marine origin while the low Br⁻ content is related recycling (dissolution of re-precipitation) of the previously deposited halites. The reason of high Mg²⁺ and SO₄²⁻ contents of the halites in Tuz Gölü basin is the dissolution of previously deposited gypsum in the study area and de-dolomitization process

The $\delta^{81}\text{Br}$, $\delta^{37}\text{Cl}$, $\delta^7\text{Li}$, and $\delta^{11}\text{B}$ isotopic compositions of the pure halites are ranging from -0.06 to 0.82 ‰, -0.80 to 1.28‰, -0.70 to 30.60 ‰ and from -14.70 to 11.60 ‰, respectively. The low $\delta^{37}\text{Cl}$ (from -0.06 to 0.06 ‰), low $\delta^{81}\text{Br}$ (from 0.03 to 0.95 ‰), high $\delta^{11}\text{B}$ (from -6.40 to 11.60 ‰) and high $\delta^7\text{Li}$ (from 26.00 to 30.60 ‰) contents clearly show the solution in the deposition of halites in the Tuz Gölü basin was derived from seawater during the Mid-Miocene Climatic Optimum (MMCO) period. Furthermore, the Cl^- , Br^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} contents as well as intermediate $\delta^{81}\text{Br}$ (0.34 – 0.95 ‰) isotopic values of halites from the Tuz Gölü basin indicate that the origin of the Miocene halites is not only marine composition but also the mixture of brines with different composition, ratio or origin (e.g., seawater or saline water and groundwater/fresh water).

In the Tuz Gölü basin, which is a sedimentary basin formed by the effect of highly complex physico-chemical mechanisms, the possible effective mechanisms causing chemical differences; (1) seawater input (2) the changes in chemistry of Miocene halites due to dissolution and re-precipitation processes of ancient evaporites, and (3) de-dolomitization processes were first detected in this thesis. Besides, it is determined in this study for the first time that fault and karstic cavities play an important role in the seawater input into the basin as well as the rise of the sea level in the Mid-Miocene.

Keywords: Evaporite; Halite; Konya Basin; Fluid inclusion; Tuz Gölü; Recrystallization.

ÖNSÖZ

Tuz Gölü havzası güneyinde yer alan Neojen yaşlı halit çökellerinin kökeninin belirlenmesini konu alan tez çalışması, Konya Teknik Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilimdalında hazırlanmıştır. Bu tez çalışması çok büyük ölçüde TÜBİTAK (114Y629) ve sınırlı oranda Selçuk Üniversitesi 16401034 ve 17201027 nolu tez projesi ile desteklenmiştir.

Öncelikle doktora eğitimim süresince her zaman desteğini aldığım, bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım danışman hocam Prof. Dr. Muazzez ÇELİK KARAKAYA'ya sonsuz teşekkür ederim. Tez hazırlanması aşamasında bilgi, tecrübe ve eleştirilerinden faydalandığım Prof. Dr. Necati KARAKAYA ve Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği öğretim üyesi sayın Prof. Dr. Abidin TEMEL'e, Konya Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği öğretim üyesi sayın Prof. Dr. Hükmü ORHAN'a, Prof. Dr. M. Tahir NALBANTÇILAR'a ve Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği öğretim üyesi sayın Prof. Dr. Ömer BOZKAYA'ya, doktora çalışması sırasında bilgi, öneri ve yardımlarını esirgemeyen Doç. Dr. Ayla BOZDAĞ'a, Dr. Öğ. Gör. Arif DELİKAN'a, sondaj numunelerinin alımında yardımcı olan Araş. Gör. Arif Selçuk PEKÖZ ve Seyit Ali YİĞİT'e, proje kapsamında incelenen numunelerin temininde ve resmi işlerde yardımcı olan MTA Genel Müdürlüğü'ne, Genel Müdür Yardımcısı Cevat GENÇ ve MTA mühendisleri Fatih CERAN, Abdurrahman TABAKÇI, Hayrullah DAĞISTAN, Hüseyin Serkan ÖZTÜRK ve Seyfi BAKIR'a teşekkür ederim.

Bu zorlu ve yorucu süreçte beni destekleyen ve yanımda olan eşim Haluk ERCAN'a, anneme, babama ve arkadaşlarıma özellikle de sevgili oğlum Osman'a tüm kalbimle teşekkür ederim.

Hatice ÜNAL ERCAN
KONYA-2019

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

ÖZET	iv
ABSTRACT	vi
ÖNSÖZ	viii
İÇİNDEKİLER DİZİNİ	ix
SİMGELER VE KISALTMALAR	xvii
1. GİRİŞ	1
1.1. İnceleme Alanının Coğrafik Konumu ve İklimsel Özellikleri	1
1.2. Çalışmanın Amacı	2
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI	3
2.1. Tuz Gölü ve Çevresinde Yapılan Çalışmalar	3
2.2. Konu ile İlgili Yapılan Diğer Çalışmalar	9
3. MATERYAL VE YÖNTEM	12
3.1. Arazi Çalışmaları	12
3.2. Laboratuvar Çalışmaları	13
4. GENEL JEOLojİ	18
4.1. Bölgenin Genel Jeolojisi ve Stratigrafisi	18
4.2. Temel Kayaçlar	20
4.2.1. Aşıgeği formasyonu (Pa)	20
4.2.2. Sineksizyayla metagabrosu (Ksg)	21
4.2.3. Serenkaya formasyonu (Ts)	21
4.2.4. Güney formasyonu (Tgü)	24
4.2.5. Zeyvegeği anhidriti (Tzg)	26
4.2.6. Kızılbayır formasyonu (Tkb)	26
4.2.8. Katrandedetepe formasyonu (Tkd)	31
4.2.9. Beştepeler formasyonu (Tb)	41
4.2.10. Gökbez formasyonu (Tgb)	45
4.2.11. Melendiz volkanikleri (Tmv) ve tüfü (Tmt)	47
4.2.12. Hasandağ volkanikleri (TQhv) ve piroklastikleri (TQhp)	48
4.2.13. Alüvyon (Qal)	49
4.3. Yapısal Jeoloji	49
5. MİNERALojİ ve PETROGRAFI	53
5.1. Halit Mineralinin Mineralojik ve Petrografik Özellikleri	55
5.1.1. Birincil dokular	56
5.1.2. İkincil dokular	60
5.2. Halitlerde Sıvı Kapanım İncelemeleri	61
5.2.1. Birincil sıvı kapanımlar	61
5.2.2. İkincil sıvı kapanımlar	62
5.3. Diğer Evaporit Minerallerinin Mineralojik ve Petrografik Özellikleri	63
5.4. XRD İncelemeleri ve XRD verilerine dayalı mineralojik tanımlamalar	72
5.5. Taramalı Elektro Mikroskop (SEM) ve Enerji Dağılımı Spektrometresi (EDS) İncelemeleri	85
5.5.1. Halit mineralinin SEM ve EDS incelemeleri	85
5.5.2. Diğer evaporit minerallerin SEM ve EDS incelemeleri	90
6. JEOKİMYASAL İNCELEMELER	97
6.1. Tüm Kaya Analizleri	97

6.2. Sıvı Kapanım Analizleri.....	108
6.3. Tümkaya ve Sıvı Kapanım Kimyasal Analiz Sonuçlarının Karşılaştırma ve Yorumlaması.....	111
6.4. Duraylı İzotop İncelemeleri	113
6.4.1. $\delta^{37}\text{Cl}$ ve $\delta^{81}\text{Br}$ izotopları.....	114
6.4.2. $\delta^{11}\text{B}$ ve $\delta^7\text{Li}$ İzotopları.....	120
7. MİKROFOSİL İNCELEMELERİ	127
8. TARTIŞMA	132
8.1. Jeolojik Evrim	132
8.2. Miyosen Evaporitlerinin Oluşum Modeli	137
8.3. Tuz Gölü Havzası Evaporit kelim Mekanizması	147
9. SONUÇLAR	153
ZGEMIŐ	155



ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1. 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.	1
Şekil 3. 1. Çalışma alanı içerisinde MTA tarafından yapılan derin sondaj yerlerini gösterir harita.	13
Şekil 4. 1. İnceleme alanı ve çevresi bölgesel jeolojisini gösterir jeolojik harita (Jaffey ve Robertson, 2005).	19
Şekil 4. 2. İnceleme alanının jeoloji haritası (Göncüoğlu, 1977; Oktay, 1982; Atabey ve Ayhan, 1986; Altay, 2010).	22
Şekil 4. 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafisi (Göncüoğlu, 1977; Oktay, 1982; Atabey ve Ayhan, 1986; Altay, 2010; Kadinkız ve ark., 2017).	23
Şekil 4. 4. Serenkaya formasyonuna ait gri kumtaşı (Kolsuz köyü kuzeybatısı, Kavuklu köyü civarı).	24
Şekil 4. 5. Güney Formasyonuna ait kiltası-kumtaşı ardalanması (37.672655, 34.525757).	25
Şekil 4. 6. Güney formasyonu (Tgü) ve Kızılbayır formasyonu (Tkb) sınır ilişkisi (Kolsuz köyü Niğde Çimento fabrikası kil ocağı).	25
Şekil 4. 7. TG3 sondajında gözlenen birimlerin litolojik ve sedimantolojik özellikleri.	28
Şekil 4. 8. Kızılbayır formasyonu mostra görüntüleri, a) kiltası-kireçtaşı ardalanması (Altay köyü kuzeyi) vadi içi b) Kumtaşı-çamurtaşı ardalanması.	29
Şekil 4. 9. Kızılbayır formasyonu'na ait bordo renkli kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ardalanması (TG8, 469-476 m arası).	29
Şekil 4. 10. TG8 sondajında bazı litolojik-sedimantolojik özelliklerle ilgili görüntüler, a) Kumtaşı çapraz tabakalanma (488 m), b) Mikrotektonik yapılar (475.5 m), c) Kırmızı çamurtaşı ve kireçtaşı ardalanması (466.3 m) ve d) Bol kanal ve boşluk içeren kireçtaşı (450.8 m).	30
Şekil 4. 11. TG8 sondajından bazı görüntüler, a) Kumtaşı-çamurtaşı ardalanması (452 m), b) Kumtaşı-çamurtaşı ardalanması, kuruma çatlakları (450.3 m), c) Çamurtaşı içinde anhidrit/jips yumruları (422.5 m) ve d) Kumtaşı-konglomera geçişi (441.9 m).	30
Şekil 4. 12. Kızılbayır ve Katrandedetepe formasyonları arasındaki dereceli geçiş (TG7 917 m).	31
Şekil 4. 13. Kızılbayır formasyonu (Tkb) ve Katrandedetepe formasyonu (Tkd) sınır ilişkisi (Altay köyü kuzeyi).	31
Şekil 4. 14. TG4 sondajında gözlenen birimlerin litolojik ve sedimantolojik özellikleri.	33
Şekil 4. 15. Katrandedetepe formasyonu, 873-884 m arası gri-yeşil renkli marn kireçtaşı ardalanması, yer yer jips merccekleri ve organik malzeme içeren kiltaları (TG7 sondajı).	34
Şekil 4. 16. Karandedetepe formasyonuna ait linyit, organik malzeme içeren killi kireçtaşı ve kireçtaşı ardalanması (Adana-Niğde yolu, Karacaören köyü batısı).	34
Şekil 4. 17. Katrandedetepe formasyonu, a) Kumtaşı-çamurtaşı-organik malzemece zengin çamurtaşı ardalanması, b) Kiltası, çamurtaşı ve konglomera tabakaları.	35
Şekil 4. 18. TG7 sondajının 803-814 m arası litolojik görüntüleri. Petrol emaresi içeren gri-yeşil çamurtaşı, marn ve bitümlü şeyl ardalanması ve kalın halit tabakaları arasında globerit kristalleri.	35
Şekil 4. 19. TG7 sondajı 449 m slamp yapısı.	36
Şekil 4. 20. TG7 sondajı a) Killi birim içinde globerit çökelleri (732.3 m) ve b) Anhidrit yumruları (675.7 m).	36
Şekil 4. 21. Konglomera, kumtaşı, karbonatlı kayaç geçişi, yer yer organik maddece zenginleşmeler ve petrol emareleri (TG6 sondajı, 841.6- 843.6 m arası).	36
Şekil 4. 22. Petrol emaresi içeren mikritik kireçtaşı-bitümlü şeyl-çamurtaşı-çakiltası ardalanması (TG6 836 m).	37
Şekil 4. 23. Şeffaf ve bulutsu halit içeren seviyeler ile jips/anhidrit içeren organik malzemece zengin kil, karbonat ardalanması (TG3 sondajı, 529.5-537.5 m arası).	38
Şekil 4. 24. Kalın tabakalı halit ve ince bantlar şeklinde anhidrit/jips, marn ardalanması (TG6 sondajı).	38
Şekil 4. 25. TG3 sondajında bantlı şekilde litolojik ardalanmalı seviyeler, a) Manyezit, dolomit ve anhidrit ardalanması (489.3m) ve b) Karbonat ve organik malzeme içeren killi-kumlu seviyeler (393.4m).	39
Şekil 4. 26. TG3 sondajından petrol içeren seviyeler, a) 392.5 m petrol emareleri, b) 335.6 m petrol emaresi (sızıntı şeklinde).	39
Şekil 4. 27. TG6 sondajı a) Zengin organik malzeme içeren tabaka, b) Halit tabakaları arasında gelişmiş kayma yapısı.	40
Şekil 4. 28. TG7 sondajı a) Kiltası, marn, anhidrit ardalanması (610 m), b) Birim içindeki mikro faylanmalar (650 m), c) Anhidrit, halit ardalanması (373 m).	40
Şekil 4. 29. Kızılbayır formasyonu ve Katrandedetepe formasyonu geçişi (TG3 sondajı, 578-585 m arası).	41

Şekil 4. 30. Beştepeler formasyonuna ait görüntüler a,b) Yeşil-gri renkli kumtaşı-marn (Sızma Tepe), c) Kırmızı ve yeşil renkli kiltaşları, yer yer kireçtaşı bantları ve jipsli seviyelerin görünümü (Sızma Tepe) ve d) Yer yer çapraz tabakalı kırmızı renkli kumtaşı, çakıltaşı ardalanması (Bögelek Tepe).....	43
Şekil 4. 31. TG6 sondajında gözlenen birimlerin litolojik ve sedimantolojik özellikleri.....	44
Şekil 4. 32. Katrandedetepe ve Beştepeler formasyonları arasındaki konglomera ve kumtaşı geçişi (TG5 388-380 m).	45
Şekil 4. 33. a) Beştepeler ve Gökbeş formasyonları içinde yer alan tüfit (TG1 246-249 m), b) Gökbeş formasyonu iri pomza içeren tüfit (TG2 177.2 m).	45
Şekil 4. 34. Beştepeler formasyonundan Gökbeş formasyonuna geçiş. Pumisli tuf-killi kireçtaşı geçişi (TG4 297 -294 m).	46
Şekil 4. 35. a) Gökbeş formasyonuna ait sondaj görüntüleri, b) Gökbeş formasyonu içinde pomzalı tuf ve c) Volkanik malzeme ara katkılı kumtaşı (TG4 221 -226 m).	47
Şekil 4. 36. Hasadağ volkanizmasına ait andezitlerden genel görünüm (Çukurkuyu köyü batısı).	48
Şekil 4. 37. Çalışma alanı ve çevresinin tektonik haritası (Genç ve Yürür, 2010).	50
Şekil 4. 38. a) Tektonik hareketlerle oluşmuş mikro fay (TG1 244.7m), b) Kırık ve çatlakların tuz kristalleri ile doldurulması (TG5 563.7m) ve c) Tektonizmaya ilişkili kaotik yapı (TG5 668m).	51
Şekil 4. 39. a) Alev yapısı (TG5 715.7 m), b) Gömülme yapısı (TG5 716.8 m), c) Gömülme yapısı (TG6 632.8 m), d) Kayma yapısı (TG4 669.8 m) ve e) Tabakalanma ve kayma yapısı (TG5 665.4 m).	52
Şekil 4. 40. a) Konglomera-kumtaşı derecelenmesi (TG5 383.5m), b) Tuz dayk (TG6 722.5m).	52
Şekil 5. 1. Farklı litolojik özellik gösteren halit çökelleri.....	55
Şekil 5. 2. Birincil ve ikincil halit ve jip minerallerinde gözlenen dokular (Warren, 2006).	57
Şekil 5. 3. TG7 sondajından görüntüler: 1) 384.2 m'den alınan numunede masif halit, birincil şevron yapısı ve ikincil mozaik dokusu, halit, anhidrit ve kil mineralleri, 1a) Özşekilsiz anhidrit ve kil ardalanması, 1b) Kısmen çözünmüş birincil şevron yapısı, 2) 450 m'den masif halit, 2a, b) Şevron yapısı ve sıvı kapanımlar.	58
Şekil 5. 4. a) Rekabetçi halit kristalleri (TG6 758.4m), b) Bulutsu halit (TG6 763.7m).	58
Şekil 5. 5. Halitlerin ince kesit görüntüleri, a) Huni yapısı (TG6 708.8 m), b) Huni yapısı (TG6 732 m), c) Şevron yapısı (TG7 455m), d) Kısmen çözünmüş şevron yapısı, (TG3 384 m) e-f) Kısmen çözünmüş şevron yapısı (TG7 383 m). Hl: halit, b: birincil, i: ikincil.	59
Şekil 5. 6. Globerit minerali içindeki huni yapıları halit (TG6 sondajı, 674.7m). Hl:halit, Gl: globerit.	59
Şekil 5. 7. İkincil halitlere ait görüntüler, a) Şeffaf halit ve bağırsak yapıları globerit (TG6 728.1m), b) Mozaik dokulu halit (TG6 336 m).	60
Şekil 5. 8. Halit kristallerinde sıvı kapanım görüntüleri; a) Birincil huni yapıları halit içinde gaz/sıvı kapanımı, b,c) Şevron yapısını oluşturan sıvı kapanımlar ve d) Kristal büyüme yüzeyine paralel gelişmiş sıvı kapanımlar. Sk: Sıvı kapanım.....	62
Şekil 5. 9. Halit kristallerinde sıvı kapanım görüntüleri; a,b) Rastgele yerleşmiş sıvı kapanımlar ve c,d) Sıvı kapanım içinde gelişmiş çubuksu bakteriler. Om: organik malzeme.	62
Şekil 5. 10. TG4 sondajı globerit minerallerine ait görüntüler, a-b) Halit hamur içinde farklı büyüklüklerde özşekilli globerit mineralleri, c) Kil laminaları arasında özşekilli globerit mineralleri, d-e) Lifsi globerit ve f) Salkım yapısı.	64
Şekil 5. 11. Evaporit minerallerinin tek ve çift nikol görüntüleri: a-b) Halit hamur içinde özşekilli globerit (TG7, 434 m); c-d) Halit hamur içerisinde iğnemsiz globerit (TG7, 813.9 m), e-f) Sedimantasyona paralel çökelmiş özşekilli globerit mineralleri (TG7, 819 m), g-h) Killi seviyeler içinde gelişen globerit ve kristalin büyüme izleri boyunca yerleşmiş kil (TG10, 1262.4 m). Gl: globerit, Hl: halit, Kb: kil bandı. ..	65
Şekil 5. 12. Katrandedetepe formasyonuna ait globerit mineralinin tek ve çift nikol ince kesit görüntüleri a) Işınsal globerit (TG10, 272.3 m), b-c) Merkezinde ve kristal büyüme izlerinde pellet içeren globerit (TG6, 640.7m).	65
Şekil 5. 13. Jips oluşumları, a) Masif jips (TG6), b) Lifsi (satin spar) (TG6), c) Jips yumruları (TG3) ve d) Jips mızrakları (TG3).	66
Şekil 5. 14. Jips ve anhidrit minerallerinin ince kesit görüntüleri, a-b) Selenitik jips (TG7 846.6m), c-d) Satin spar jips (TG7 846.6m), e-f) Jips-anhidrit dönüşümü (TG7 846.6m) g-h) Jips merceği (TG7 818 m) Anh: anhidrit, Gp: jips, Hl: Halit.	67
Şekil 5. 15. Anhidrit mineralinin farklı dokusal ve yapısal özellikleri, a) Bantlı anhidrit (TG7), b) Anhidrit yumrusu (TG7), c) Lensoidal jips ve mızrak yapıları (TG1) ve d) Bağırsak yapısı (TG6).	69
Şekil 5. 16. Jips-anhidrit minerallerinin tek ve çift nikol görüntüleri, a-b) Halit hamur içinde özşekilli anhidrit minerali (TG7 383 m), c) Halit hamur içinde tabuler anhidrit mineralleri (TG6 361.5 m), e-f) Merkezinden itibaren çözünmüş anhidrit (TG7 592.3 m), g) prizmatik anhidrit kristalleri (TG7 290.7 m), Hl: halit.	70
Şekil 5. 17. İncelenen karotlarda dolomit ve manyezit tabaka ve laminaları, a) Masif dolomit (TG2) b) Manyezit laminaları (TG3) ve c) Manyezit tabakası (TG3).....	71

Şekil 5. 18. Karbonat minerallerinin tek ve çift nikel görüntüleri. a) Karbonat hamur dolgulu kumtaşı, b-c) Fosil içeren kireçtaşı, d) Mikritik kireçtaşı.	71
Şekil 5. 19. TG3 sondajından alınan bazı XRD grafikleri sonuçları, (mineral isimlerinin kısaltmaları Çizelge 5. 3’de verilmiştir).	75
Şekil 5. 20. TG3 sondajından alınan numunelerin analiz sonuçlarına göre mineral içeriklerinin düşey yönde değişimi.	76
Şekil 5. 21. TG4 sondajından alınan bazı XRD grafikleri sonuçları, (mineral isimlerinin kısaltmaları Çizelge 5. 3’de verilmiştir).	78
Şekil 5. 22. TG4 sondajından alınan numunelerin analiz sonuçlarına göre mineral içeriklerinin düşey yönde değişimi.	78
Şekil 5. 23. TG6 sondajından alınan bazı XRD grafikleri sonuçları, (mineral isimlerinin kısaltmaları Çizelge 5. 3’de verilmiştir).	81
Şekil 5. 24. TG6 sondajından alınan numunelerin analiz sonuçlarına göre mineral içeriklerinin düşey yönde değişimi.	82
Şekil 5. 25. İnceleme alanında örnekleme yapılan TG3, TG4 ve TG6 sondajlarının halit-globerit minerallerinin XRD verilerine dayalı deneştirilmesi.	83
Şekil 5. 26. İnceleme alanında örnekleme yapılan TG3, TG4 ve TG6 sondajlarının jips-anhidrit minerallerinin XRD verilerine dayalı deneştirilmesi.	83
Şekil 5. 27. XRD verileri halit minerali yüzde içeriklerini gösteren çalışma alanının MATLAB modellemesi. F: Olası fay.	84
Şekil 5. 28. TG6 784.6 m’de tespit edilen özşekilli ve özşekilsiz halitlerin SEM görüntüleri ve EDS sonuçları a) Özşekilli halit mineraline ait görüntü ve EDS analizi, b) Özşekilsiz halit mineraline ait SEM görüntüsü ve halit mineraline ait EDS analizi.	86
Şekil 5. 29. Özşekilli halit mineralinin SEM görüntüleri ve EDS sonuçları, üst görüntü huni yapısı (TG7 778.8 m), alt görüntü globerit hamur içinde özşekilli halit kristalleri (TG4 798.4 m).	87
Şekil 5. 30. Birincil (huni) ve ikincil (kıvrık, bükük lifsi) halitler. b.h: birincil halit, i.h: ikincil halit (TG7 778.8 m).	87
Şekil 5. 31. Poligonal mozaik halit.	88
Şekil 5. 32. Halit kristallerinin SEM görüntüleri ve EDS analizleri, a) Kenar ve orta kısımlarından çözünmeye başlamış halit, (TG6 484.9 m) b) Özşekilsiz halit, (TG1 657.5 m).	88
Şekil 5. 33. Halit minerali üzerinde sıvı kapanım kabarcık izleri ve EDS analizleri, (TG1 487 m).	89
Şekil 5. 34. Çözünme izleri taşıyan birincil halitler içerisinde ikincil olarak büyümüş iğnemsiz halitler ve halit ile kaplanmış diatom.	89
Şekil 5. 35. Monoklinik globerit kristalinin SEM görüntüsü ve EDS analizi.	90
Şekil 5. 36. Globerit mineralinin farklı mikromorfolojik formları: a-c) Halit ve kil mineralleri ile birlikte kristallenmiş çubuksu globerit kümeleri (TG1 640.2 m), d) Lifsi globerit kristalleri (TG1 719.1 m), e) prizmatik globerit (TG1 719,1 m) ve f) Lifsi globerit yumakları (TG1 798.4 m).	91
Şekil 5. 37. Anhidrit mineraline ait SEM görüntüleri, a) Özşekilsiz mikro-kristalen halit mineralleri içinde yer alan prizmatik anhidrit minerali (TG1 657.5 m), b,c) Özşekilli anhidrit mineralleri (TG8 379 m), d) Kapanım içeren ortorombik anhidrit kristali (TG6 784.6 m).	92
Şekil 5. 38. Farklı mikromorfolojik özellikler gösteren jips mineraline ait SEM görüntüleri, a) Çift yönlü kristal büyüme izleri belirgin olan jips (TG8 151 m), b) Mikro-kristalen halit mineralleri içerisinde yer alan kenarlarından çözünmüş jips (TG3 555.4 m), c,d) Lifsi jips (TG6 sırasıyla 674.7-701.7 m), e,f) Mikro-kristalen halit hamur içerisindeki jips kamaları (TG6 sırasıyla 775-711 m).	92
Şekil 5. 39. Lentiküler jips ve Mg ve Sr elementlerince zengin ara malzeme.	93
Şekil 5. 40. TG6 sondajına ait halit taban üzerinde farklı sülfat minerallerinin SEM görüntüsü: a) Özşekilli Na-Mg sülfat mineralleri ve EDS analizi, b) Halitin EDS analizi.	94
Şekil 5. 41. TG1 sondajının çeşitli metrelerinden alınan numunelerin SEM görüntüleri ve EDS sonuçları: a) Blödit/löveyit mineralinin epsomit mineraline dönüşümü ve keçe dokusuna ait görüntü, EDS analizleri, b) Aynı dönüşüme ait petek dokusunu ve EDS analizleri.	95
Şekil 5. 42. Halit hamur içerisinde yarıözşekilli tenardit minerali.	95
Şekil 5. 43. TG8 sondajının 342 m’den alınan numunenin SEM görüntüsü ve EDS analiz sonuçları.	96
Şekil 5. 44. Karbonatlı kayaçlara ait örneklerinin SEM görüntüsü (a) mikrokristalin dokuda dolomit TG8 (342 m.), TG3 (555.4 m.) (b) Sondajlarından alınan örneklerde özşekilsiz manyezit minerallerinin SEM görüntüleri.	96
Şekil 6. 1. TG3, TG4 ve TG6 sondajlarına ait halitlerin derinliklere bağlı olarak bazı element içeriklerinin düşey değişimi (Element içerikleri ppm olarak verilmiştir).	99
Şekil 6. 2. Tuz Gölü havzasından alınan numunelerin iyon konsantrasyonları (ppm) ile Br (ppm) arasındaki ilişki. Not: Çizgiler deniz suyunun buharlaşma aşamalarını göstermektedir (Shouakar-Stash (2008)’den modifiye edilmiştir).	101

Şekil 6. 3. TG3, TG4 ve TG6 sondajlarına ait örneklerin Cl (meq/L) - Na (meq/L) diyagramı.....	102
Şekil 6. 4. Tuz Gölü Havzasındaki saf halit örneklerinin Na-Cl-Br oranları ikili grafikleri. Deniz suyu buharlaşma eğrisi ve halit çözünme eğrisi (Harvie ve ark., 1984). Deniz suyu (McCaffrey ve ark., 1987). a) Tüm numuneleri kapsayan grafik, b) Deniz suyu buharlaşma verileri ile bu alana yaklaşan çalışma alanına ait örneklerin bir kısmını kapsayan grafik.	103
Şekil 6. 5. Deniz suyunun buharlaştırılması esnasında Cl - Br konsantrasyon değişimleri logaritmik grafiği, küpler evaporit mineral fazlarının başlangıç noktalarını gösterir (Rittenhouse, 1967; Carpenter, 1978; Matray, 1988).....	104
Şekil 6. 6. Tuz Gölü havzasından alınan örneklerin Cl/Br (molar) - Cl (ppm) grafiği. a) TG3, TG4 ve TG6 sondajlarının numunelerdeki Cl/Br (molar) - Cl (ppm) grafiği. Çizgi 1 ve 2: TG3, TG4 ve TG6 numunelerinin buharlaşma eğilimini temsil etmektedir, b) Grandia ve ark. (2003)'nin karışma modelini temsil eder.	105
Şekil 6. 7. Eosen-Oligosen, Serravalliyen-Tortoniyen, Messiniyen, Güncel deniz suyu ve Tuz Gölü havzası örneklerin ana katyonları ve anyon konsantrasyonları SO_4^{2-} ile Mg^{2+} , K^+ ve Ca^{2+} (ppm) arasındaki ilişki. Eosen-Oligosen, Serravalliyen-Tortoniyen ve Messiniyen denizinin bileşimi (Brennan ve ark., 2013), güncel deniz suyunun bileşimi (Holland, 1984). 1: Eosen-Oligosen, Serravalliyen-Tortoniyen, Messiniyen, Güncel deniz suyu değerlerine ait doğru, 2: Tuz Gölü örnekleri. DS: Deniz suyu.	107
Şekil 6. 8. İncelenen halitlerin sıvı kapanımlarının bileşimi, 25 °C' de halit'e göre doymuş Na-K-Mg- SO_4 -Cl- H_2O koter sisteminde Janecke projeksiyonunda çizilmiştir (Babel ve Schreiber, 2014).	110
Şekil 6. 9. Karasal göl suyu denge diyagramı (Galamay ve ark., 2014). Çizilen ok, tuzlu suyun kristallenmesini temsil etmektedir. S: sodyum sülfatlar (Na_2SO_4 ve $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), Bl: bloedit, Ep: epsomit, Hx: heksahidrit, K: kiserit.	110
Şekil 6. 10. Saf halit örneklerinin ve sıvı kapanımların ana iyon (K^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-}) konsantrasyonlarının karşılaştırılması (element içerikleri ppm cinsinden verilmiştir). ph: saf halit örneğinin ana iyon kimyası; fi: sıvı kapanımın ana iyon kimyası. Denizel değerleri gösteren çizgi Brennan ve ark. (2013)'dan alınmıştır.	112
Şekil 6. 11. ^{37}Cl izotopunun farklı jeolojik ortamlardaki dağılımı (Hoefs, 2015)	115
Şekil 6. 12. TG4, TG3 ve TG6 sondajlarından alınan halit minerallerinin $\delta^{37}Cl$ ve $\delta^{81}Br$ izotop içeriklerinin derinliğe bağlı değişimi.....	116
Şekil 6. 13. $\delta^{37}Cl$ ve $\delta^{81}Br$ izotoplarının ikili diyagramı, DS: deniz suyu.....	116
Şekil 6. 14. ^{81}Br izotopunun farklı jeolojik ortamlarda değişimi (Shouakar-Stash, 2008).....	117
Şekil 6. 15. $\delta^{11}B$ izotopunun farklı jeolojik ortamlardaki içerikleri (Hoefs, 2015)	120
Şekil 6. 16. Çeşitli jeolojik ortamların detaylı $\delta^{11}B$ değerleri (Hoefs, 2015).	121
Şekil 6. 17. Deniz suyu ^{11}B izotop bileşimi, bu deniz sularından çökelen halitlerin ^{11}B izotop bileşimi, Kitasal ^{11}B izotop bileşimi ve Tuz Gölü örneklerinin ^{11}B izotop bileşiminin son 40 My içindeki değişimini gösterir grafik (Paris ve ark., 2010).....	122
Şekil 6. 18. Farklı kayaç ve suların δ^7Li izotop içerikleri Tomascak ve ark. (2016)'dan sadeleştirilmiştir).	124
Şekil 6. 19. Senozoyik yaşlı foraminiferlerin ve Tuz Gölü örneklerinin δ^7Li izotop değerleri (Hathorne ve James, 2006; Misra ve Froelich, 2012).....	125
Şekil 6. 20. TG3, TG4, ve TG6 sondajlarına ait $\delta^{11}B$ ve δ^7Li verilerinin birbiriyle olan ilişkilerini ve derinliğe bağlı değişimlerini gösterir grafik. Miyosen deniz suyu $\delta^{11}B$ değerleri (Paris ve ark., 2010)ve δ^7Li değerleri ise (Hoefs, 2015)' ten alınmıştır.....	126
Şekil 7. 1. Tuz Gölü Fragilaria diatomlarına ait SEM görüntüleri (TG4 sondajı 798.4m).....	128
Şekil 7. 2. TG4 sondajı Fragilaria diatomlarını tanımlamaya yönelik Londra Doğa ve Tarih Müzesi'nde (NHM) Tom Hill tarafından çekilmiş SEM görüntüleri. Kırılmış veya hasar görmüş apletleri olan kavkaların iç görünümü. Bir kısmı mızrak şeklinde ve merkezi alanı biraz geniş.....	129
Şekil 7. 3. Fragilaria diatomit görüntüleri, a) Mızrak şekilli kavkının iç görünümü, b) Kutupların iç ve dış görünümü ve c) Kutupların dış görünümü. (NHM, Tom Hill tarafından görüntülenmiştir).	129
Şekil 7. 4. TG4 sondajı Fragilaria ve Dimidiata Saccula diatomlarına ait SEM görüntüleri.....	130
Şekil 7. 5. Dimidiata Saccula'ya ait SEM görüntüsü, a,c) kabuğun dış görünümü (Görüntüler NHM, Tom Hill tarafından çekilmiştir.) b) kabuğun iç görünümü.	131
Şekil 7. 6. TG2 640.2 m ve TG8 380 m sondajlarına ait numunelerin SEM görüntüleri a,b,c) Diatomlara ait görüntüler, d) Siyanobakterilere ait filamentlerin görüntüleri.	131
Şekil 8. 1.Tuz Gölü Havzası'nın jeolojik evrim modeli Özsayın ve ark. (2013)'den değiştirilmiştir. TKb: Kızılbayır formasyonu, OAOK: Ora Anadolu ofiyolitik kompleksi.	135
Şekil 8. 2. Güncel Tuz Gölü havzası ve çevresinin jeokimyasal verilere dayalı ölçeksiz modellenmesi.	140
Şekil 8. 3.Tuz Gölü Miyosen halitlerinin oluşum mekanizmasını gösterir model.....	142

- Şekil 8. 4. Miyosen paleotopoğrafya haritası ve iklimsel sıcaklık değişimi (Hilgen ve ark., 2003; Abels ve ark., 2005; Hüsing ve ark., 2010)..... 144
- Şekil 8. 5. Deniz suyu için buharlaşma dizisi, çökelen mineraller sağda belirtilmiştir ve çökelen fazların ağırlığı sol sütunda belirtilmiştir. 1000 L deniz suyu buharlaşarak kuruyana kadar her bir mineralin çökeldiği tuzlu su yoğunluğu (g/cm^3) verilmiştir. Tipik deniz suyunun tuzluluğu 35 ‰ olarak verilmiştir Nash ve ark. (2007)'den alınmıştır..... 148
- Şekil 8. 6. Hidrolojik sınıflandırma, konsantre tuzlu sular (brin) ve farklı tuzlu su türleri Eugster ve Hardie (1978)'den alınmıştır. G: göl, D: deniz, V: vadi..... 149



ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 5. 1. Kuru kesit ve ince kesit yapılan sondaj kodları ve kesit derinlikleri (m).....	54
Çizelge 5. 2. XRD analizi yapılan numune sayıları.....	72
Çizelge 5. 3. TG3 sondajından alınan numunelerin X-Işınları analizi sonucuna göre mineral tür ve içerikleri.....	74
Çizelge 5. 4. TG4 sondajından alınan numunelerin X-Işınları analizi sonucuna göre mineral tür ve içerikleri.....	77
Çizelge 5. 5. TG6 sondajından alınan numunelerin X-Işınları analizi sonucuna göre mineral tür ve içerikleri, (mineral isimlerinin kısaltmaları Çizelge 5. 3'de verilmiştir).....	79
Çizelge 5. 6. SEM ve EDS analizleri yapılan örnekler.....	85
Çizelge 6. 1. TG3, TG4 ve TG6 sondajlarına ait saf halitlerin kimyasal analiz sonuçları.....	98
Çizelge 6. 2. TG5, TG6 ve TG7 sondajlarından alınan saf ve safa yakın halit örneklerinin sıvı kanyonlarının K^+ , Mg^{2+} ve SO_4^{2-} iyon içerikleri.....	108
Çizelge 6. 3. TG3, TG4 ve TG6 sondajlarından alınan halit numunelerinin $\delta^{37}Cl$, $\delta^{81}Br$, $\delta^{11}B$, δ^7Li değerleri.....	113
Çizelge 7. 1. Fragilaria diatomit tanımlaması.....	128
Çizelge 8. 1. Dünya ve Türkiye'de çeşitli ortamlarda çökelen evaporit mineral topluluk ve kökenlerinin ortak değerlendirilmesi.....	146
Çizelge 8. 2. Evaporit minerallerinin tuzlu su bileşimi ile ilişkili kökenleri ve çökelim ortamları, (Warren, 2006).....	151
Çizelge 8. 3. Evaporitlerin çözelti kökeni ve jeolojik ortama göre sınıflaması (Nash ve ark., 2007).....	152

SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

δ	: Delta
‰	: Binde
μm	: Mikrometre
m	: Metre
$^{\circ}\text{C}$: Santigrad derece
Θ	: Teta
α	: Alfa
Å	: Angstrom

KISALTMALAR

A	: Analsim
Anh	: Anhidrit
Bl	: Blödit
Cal	: Kalsit
Dol	: Dolomit
Ep	: Epsomit
EDS	: Enerji Dağılım Spektrometresi
Gl	: Globerit
Gyp	: Jips
Hl	: Halit
Ill	: İllit
Kaol	: Kaolinit
Mgs	: Manyezit
MMCO	: Orta Miyosen İklimsel Optimum
NHM	: Doğa ve Tarih Müzesi
SEM	: Taramalı Elektron Mikroskop
SMOC	: Ortalama Standart Okyanus Kloru
SMOB	: Ortalama Standart Okyanus Bromu
XRD	: X-ışınları Kırılımı

1. GİRİŞ

1.1. İnceleme Alanının Coğrafik Konumu ve İklimsel Özellikleri

Çalışma alanı, Orta Anadolu'da Niğde İli Bor ilçesi güneyinde, Zengen, Seslikaya, Badak, Aziziye ve Yukarıgöndelen köyleri arasında yer almaktadır. 1/25.000 ölçekli Karaman M32 b3, b4, c1, c2 topoğrafik paftaların içerisinde Niğde ve Konya il sınırı arasında yaklaşık 140 km²'lik bir alanı kaplar (Şekil 1. 1).

Çalışma alanı oldukça engebesiz düz bir topoğrafyaya sahip olup küçük yükseklikler ve düzlükler kırıntılı alüvyon veya sedimanter kayalar ile kaplıdır. Fakat çalışma alanının çevresi oldukça yüksek bir topoğrafyaya sahiptir. Bölgede bulunan belli başlı dağlar; kuzeyde Hasandağ ve Melendiz Dağları, doğuda Pozantı Dağı, Aladağlar, güneyde Bolkar Dağları'dır.



Şekil 1. 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Çalışma alanının yer aldığı İç Anadolu Bölgesi kurak/yarı kurak iklim şartlarının hakim olduğu bir bölgedir ve yıllık ortalama yağış miktarı oldukça sınırlı olup, 324 mm'dir. Tuz Gölü ve çevresinde en fazla yağış Nisan, Mayıs ve Aralık aylarında, en az yağış ise Ağustos, Temmuz ve Eylül aylarında gerçekleşir ve iklim şartları ile ilişkili olarak bitki çeşitliliğide oldukça sınırlıdır.

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu tez çalışması ile Tuz Gölü güneyinde yer alan Miyosen yaşlı halit çökellerinin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi ve elde edilen veriler ışığında halit çökellerinin oluşum koşulları ve kökeninin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Bu amaç doğrultusunda, yapılması amaçlanan çalışmalar şu başlıklar altında verilmiştir:

- Miyosen yaşlı halitlerin ve kısmen evaporit çökellerinin mineralojik, petrografik fasiyes özelliklerinin,
- Halit çökellerinin kökeninin ($\delta^{81}\text{Br}$, $\delta^{37}\text{Cl}$, $\delta^7\text{Li}$, $\delta^{11}\text{B}$ izotop analizleri yapılarak),
- Halit çökellerinin lityum (Li), bor (B), brom (Br), klor (Cl) ve diğer ana/tali elementlerin içeriklerinin,
- Halit minerallerinde sıvı kapanım analizleri yapılarak çökelim sırasındaki çözeltinin bileşiminin,
- Ortamdaki mineralleşmelerin evrimi, dönüşümleri, mineralleşmelerin köken ve ortam koşullarının,
- Bölgede yaygın olarak faaliyet gösteren volkanizma ile evaporit oluşumu arasındaki ilişkinin,

belirlenerek havzanın modellenmesinin yapılması amaçlanmıştır.

Miyosen döneminde jeolojik kayıtlara geçen iki önemli olay meydana gelmiştir. Bunlardan ilki; Orta Miyosen İklimsel Optimum (MMCO) olarak bilinen ve küresel ısınma ile buzulların erimesiyle gelişen deniz seviyesinde meydana gelen yükselme ve ikincisi; Akdeniz'in kuruması ile ilgili olarak Messiniyen Tuzluluk Krizi olarak da bilinen dönemde oluşan evaporit çökelleridir. Akdeniz çevresinde ki bir çok havzada (İspanya, Fas, Cezayir, İsrail, Kızıldeniz ve Ölüdeniz vb.) bu jeolojik olarların yarattığı etki ile meydana gelmiş evaporitik çökeller detaylı olarak incelenmiştir. .

Ülkemizde bu dönemlerle ilişkili milyonlarca ton evaporit çökeliminin olduğu (150-200 Mt) Tuz Gölü havzasında bu çökellerin MMCO ve tuzluluk krizi ile ilişkisi ilk defa belirlenerek Akdeniz çevresinde ki Türkiye alanı ile ilgili boşluk doldurulmuştur.

2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

2.1. Tuz Gölü ve Çevresinde Yapılan Çalışmalar

Tuz Gölü ve çevresinde yapılan incelemeler çoğunlukla hazva çevresinde yüzlek vermiş olan mostralarla sınırlı kalmıştır ve bu çalışmalar genellikle bölge jeolojisi, stratigrafisi, sedimentolojisi, tektonik ve yüzeye ait evaporit minerallerinin mineralojik özelliklerini belirlemeye yöneliktir. MTA bölgede sınırlı düzeyde mineralojik ve litolojik özellikleri belirleme amaçlı araştırmalar yapmış ve tuz ve/veya soda rezervlerinin belirlenmesi amacıyla yapılmış çalışmalarını kapsayan bir rapor düzenlemiştir. Aşağıda Tuz Gölü ve civarında yapılmış olan ve konuyla ilgili ulusal ve uluslararası yayınlar sıralanmıştır.

Blumenthal (1956), Torosların ve çevresinin ilk kez stratigrafisini ortaya çıkarmıştır. Bu çalışmada çalışma alanının tabanında Eosen yaşlı filişin bulunduğunu Neojen yaşlı bitümlü seviyeler de içeren kum, kil ve killi kireçtaşı sedimanlarının bu birimi örttüğünü belirtmiştir.

Eekmandb (1966), Tuz Gölü ve çevresinde tanımlanmış olan Hasandağ ve Melendiz volkanik kayaçlarının ilk detaylı incelemelerini yapıp Melendizdağı bazaltlarını ojit-hipersten (ortopiroksen), Hasandağı bazaltlarını ise hornblend-hipersten olarak ayırmıştır. Bölgedeki ignimbiritlerin ise tüm bu volkanik birimlerden önce yerleşmiş olduğunu ve bazaltların bu ignimbiritler üzerine yerleştiğini belirtmiştir.

Arıkan (1975), Tuz Gölü havzasının çaprazvari yapısal bir depresyon içinde, KB-GD yönlü önemli jeolojik yapılar arasında yer alan bir havza olduğunu belirtmiştir. Petrolün jeolojik temelini, genellikle ofiyolitlerden, bunların aşındığı yerlerde Mesozoyik kireçtaşlarından veya Paleozoyik metamorfiklerden oluştuğunu belirtmiştir. Tuz Gölü Havzası'nın Üst Senoniyen-Oligosen süresince geliştiğini, tam bir sedimanter dizilim şeklinde 10.000 metreden fazla kalınlıktaki sedimanlardan oluştuğunu, subsidansın Üst Senoniyen-Alt Orta Eosen süresince meydana geldiğini ve bunu Üst-Orta Eosen'de başlayan, Oligosen sonlarına kadar devam eden regresyonun takip ettiğini ileri sürmüştür. Üst Senoniyen-Alt Orta Eosen süresince Tuz Gölü havzasının Haymana mintikasıyla kuzeybatıya doğru tek ve devamlı bir depresyon oluşturduğunu, Orta Eosen Nummulitik kireçtaşlarının çökmesinden sonra havzanın yükselen Haymana havzasından Karacadağ yükseliminin doğu kenarı boyunca uzanan bir fay zonu ile ayrıldığını ileri sürmüştür. Kuzey-kuzeydoğuya doğru Çankırı havzasıyla

bağlantısının Paleosen'de meydana gelmiş olduğunu ve Tuz Gölü havzasının KB-GD yönlü fay zonlarıyla sınırlanmış bir graben halini aldığını, Orta Eosen-Oligosen boyunca bunun devam ettiğini ifade etmişlerdir. Oligosen sonlarında veya Miyosen döneminde meydana gelen esas deformasyondan sonra yer yer çökelim havzaları oluşarak, bu havzalarda değişik kalınlıkta volkanikler ve göl sel kireçtaşlarından oluşan sedimanter kayaçlar çökeldiği ileri sürülmüştür. Tuz Gölü havzasının Pliyosen'deki son Alpin kompresyonel hareketlerinden hafif etkilendiğini ve Neojen'de meydana gelen ve Pleistosen'e kadar devam eden tansiyonel hareketlerin bölgede gözlenen volkanik faaliyetlere sebep olduğu belirtilmiştir.

Innocenti ve ark. (1975), Kayseri-Niğde arasındaki kalkalkalen karakterli volkanik kayaçlardan ilk defa radyometrik yaş analizini yapmışlardır. Yapılan analizler sonucunda ise volkanizmanın Üst Miyosen'de başladığını ve Prehistorik zamanda son bulunduğunu belirtmişlerdir, elde edilen yaş verilerinin Arap-Afrika plakasının Anadolu plakası altına dalması ile ilişkili olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Özgül (1976), Kambriyen-Tersiyer dönemleri arasında çökelmiş olan kaya birimlerimlerinden Toroslar'ı incelemiş ve değişik havza koşulları yansıtan bu birlikleri stratigrafik, metamorfik ve kapsadıkları kayaçlara göre Bolkardağı, Aladağ, Geyikdağı, Alanya, Bozkır ve Antalya birliği olarak ayırmıştır. Çalışma alanını içine alan Bolkardağı birliği kayaçlarının ise, şelf türü karbonatlı ve kırıntılı kayaçlar içerdiğini belirtmiştir.

Uygun ve Şen (1978) tarafından yapılan çalışmada Tuz Gölü'nün kenar kesimlerinden alınan suların analizi yapılarak göl suyunun mevsimsel su kimyası incelenmiştir. Bu çalışmada, gölün sığ kesimleri ile derin kesimleri arasındaki çözülmüş madde bileşiminin farklı olduğu belirlenmiştir. Gölün sığ kesimlerde çözülmüş madde bileşimi 300-350 ppm iken, derinlerde bu oran ise 80 ppm dir. Ayrıca yapılan çalışmada Tuz Gölü suyunun Li ve Br elementlerince oldukça zengin olduğu da ifade edilmiştir.

Oktay (1982)'de Tersiyer yaşlı Tuz Gölü havzasının güneyinin ve Ulukışla çevresinin okyanusal bir çukurluk olan Üst Kretase yaşlı ofiyolitik karmaşığın üzerinde yer aldığını belirtmiştir. Tuz Gölü havzası içerisinde birbirinden açılı uyumsuzlukla ayrılan Ulukışla, Kılan ve Bohçadikme gruplarını tanımlamış, tüm bu grupların litolojik özelliklerini inceleyerek formasyon ve üyelere ayırmıştır. Ayrıca havzada kıta/adayayı şeklinde gelişmiş çarpışmanın ürünleri olan volkanik bir adayayı gelişimine Tersiyer başında kuzeyden güneye doğru kapanan bir okyanusun sebep olduğunu belirtmiştir.

Görür ve ark. (1984), Tuz Gölü havzasının Orta Anadolu'da bir epi-sutur depresyon kümesini temsil ettiğini belirtmişlerdir. Havzayı Haymana ve Tuz Gölü çukurları olmak üzere iki bölüme ayırmış ve incelemişlerdir. Havzaların Geç Kretase'den Paleosen'e kadar Sakarya Kıtası ve Kırşehir bloğunun aktif kenarları boyunca geliştiğini, Sakarya Kıtası ile Menderes-Toros bloğunun Geç Paleosen-Erken Eosen'de çarpıştığını ve İç Torid Sutur boyunca Kırşehir bloğunun Rodop-Pontit kuşağının Erzincan sütürü boyunca çarpıştığını ve tüm bu tektonik olayların iki alt havzanın yan yana deformasyonuna sebep olduğunu belirtmişlerdir. Her iki alt havzada Erken-Orta Eosen boyunca kıta içi yaklaşma nedeniyle sedimantasyon ve türbidit birikiminin devam ettiğini, Orta Eosen'den sonra ise tek bir molas havzası görünümü aldıklarını ve Tuz Gölü alt havzasındaki geniş çaplı tuz çökellerinin Eosen'de meydana gelen deniz regresyonu ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

Ercan ve ark. (1987), 1/500.000 ölçekli Ankara-Konya-Kayseri ve Adana paftalarının kapsadığı geniş bir alanda yayılım gösteren volkanizmayı incelenmiş ve yaşlarına göre altı farklı gruba ayırmışlardır. Bunlar; Orta Anadolu'daki Paleosen-Eosen yaşlı volkanitler ve yitme zonlarında dalma-batma olayları sonucu türemiş kalkalkalen nitelikli yay volkanizmalarıdır. Oligosen, Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı diğer dört grup ise, bölgede levhalar arası yakınsama hareketinin uzun süre devamı sonucunda okyanusal kabuğun tüketilmesi ve kıtasal kabuk çarpışmasından sonra meydana gelen ve esas olarak kıtasal kabuk kökenli ve kalkalkalen nitelikli volkaniklerdir. Bölgede yer yer mantodan türemiş alkalin volkanikler ve kabuk-manto kökenli hibrit volkanikler bu çalışmada belirlenmiştir.

Özgüner ve ark. (1989), Ereğli-Bor Havzası'nın güneyinde mostra veren Oligosen yaşlı kalın denizel Ulukışla anhidritlerinin altta Üst Eosen yaşlı adayayı volkanizmasıyla, üstte ise Üst Miyosen yaşlı göl sedimanlarıyla diskordan olarak sınırlı olduğunu, bu anhidritlerin bir kısmının Orta Miyosen zamanında aşınarak Neojen Havzası'na CaSO_4 sağladığını ileri sürmüşlerdir. Havzada Üst Miyosen-Kuvaterner volkanizmasının zaman zaman sedimenter birimler yanal geçiş yapmış olduğunu belirlemişlerdir. Ereğli-Bor havzasının gömülü bir graben havzası olduğunu ve bu havzanın Oligo-Miyosen arasında Tuz Gölü Havzası'yla bitişik bir paleocoğrafya sergilediğini belirtmişlerdir. Havzanın K-G yönlü Alpin tektonizmasının etkisi altında kaldığını ve KD-GB sol yanal atımlı faylanmaların ve D-B eksen doğrultulu kıvrımların yaygınlığını tespit etmişlerdir. İşletilebilir görünür 20 milyar ton saf anhidrit rezervinin

oluşumunda ise Üst Eosen adayayı volkanizmasının göl ortamına sağladığı iyonik katkının etkili olduğuna işaret etmişlerdir.

Çamur ve Mutlu (1996), yüzey sularının genel kimyasal bileşimini incelenmiş ve Tuz Gölü suyunun kimyasını Ca-HCO₃'ca zengin sulardan Na-SO₄-Cl'ca zengin sulara değiştiğini belirlemişlerdir. Göl suyunun SO₄-zengin sülfatlı sudan, Cl'ca zengin tuzlu suya geçişini, birincil minerallerin diferansiyel çözünmesi sonucu çözeltilerin geri dönüşüm mekanizması olarak önermişlerdir. Bu kimyasal verilere dayalı ana mineral çökelinin jips, halit, aragonit ve kalsit şeklinde olduğunu belirtmişlerdir.

Gündoğan ve Helvacı (1996), Tuz Gölü'nün güney batısında yer alan Bolluk gölünün doğu ve batısında faylar boyunca gelişen traverten konilerinde yaptıkları incelemelerde göl çökellerinin Üst Miyosen yaşlı volkanizma ve aktif faylarla ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Volkanizmanın gölün yüksek SO₄ içeriğine sahip olmasına neden olduğunu, ayrıca SO₄ içeriğinin Bolluk gölünden Tersakan ve Tuz Gölü'ne doğru azaldığını ve Bolluk gölündeki SO₄ içeriğindeki bu artışın bölgedeki andezitik volkanizma ile ilişkisi olduğunu açıklamışlardır.

Inoue ve Saito (1997), Konya havzasının batı kesiminde 30 m istif ve 65.8 m'lik sondajdan alınan 279 adet kalkerli göl sedimanlarının fizikokimyasal, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini incelemişlerdir. Güncel-Holosen yaşlı bu örneklerin elektriksel iletkenliğinin, çözünebilir ve çözünemeyen bileşen miktarının düşey yönde değiştiğini belirlemişlerdir. Jips içeriği yüksek sedimanların Holosen'de ılık-sıcak ve kurak ortamlarda son buzul arası dönemde sığ ve tuzlu sularda çökeldiğini belirtmişlerdir. Evaporit dışı çökellerin ise, buzul dönemi gibi soğuk ve/veya yağışlı iklim şartlarında, derin çökeltme ortamlarında meydana geldiğini belirtmişlerdir.

Çemen ve ark. (1999), Tuz Gölü havzasının doğuda Tuz Gölü fay zonu, batıda Yeniceoba ve Cihanbeyli fayları ile sınırlandığını ve havzada yaygın olarak tespit edilen kuzeybatı doğrultulu fayların Geç Maastrichtiyen tektoniği sırasında fay kontrollü bir havza olarak başladığını belirtmişlerdir. Ayrıca bu çalışmada sismik verilerden de yararlanılarak Tuz Gölü tektonik evriminin jeolojik zamanlar içindeki değişimi ortaya çıkarılmıştır.

Karakaya ve ark. (2001) tarafından yürütülen DPT projesi kapsamında Cihanbeyli havzasında Neojen yaşlı karbonat birimlerinde huntit, dolomit, jips, anhidrit ve soda mineralleri tespit edilmiştir.

Dirik ve Erol (2003), Tuz Gölü havzasının gelişiminin Geç Maastrichtiyende bir graben olarak başladığını ve bu genişlemenin Orta Eosen'e kadar devam ettiğini, Geç

Eosen-Oligosen de ise Tuz Gölü'nde ilk sıkışmanın başladığını ve bu sıkışma ile ilişkili olarak havzaya karasal çökellerin girdiğini belirtmişlerdir. Geç Miyosen - Erken Pliyosen'de ise Anadolu levhasının batıya doğru kaçışı ile ilişkili olarak halen aktif olan yeni fay sistemlerinin geliştiğini ve bunun fay kontrollü yeni bir iç havza oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir.

Kashima (2003), Konya Havzası'na ait Geç Kuvaterner yaşlı üç adet sondajdaki çökellerde diatomların tuzluluk salınımları ile ilişkili olarak iklimsel değerlendirmeler yapmıştır. Yapılan çalışmada yüksek tuzluluk içeren seviyelerin buzul dönem aralarını işaret ettiğini, düşük tuzluluk içeren seviyelerin ise buzul dönemlerini işaret ettiğini belirtmiştir. Bu iklimsel değişimlere 10.000-20.000 yıl arasında değişen kısa salınımların neden olduğu küresel iklim değişikliklerin veya yerel çevresel değişikliklerin neden olduğunu ileri sürmüştür.

Coşkun (2004), Tuz Gölü havzasında diyapir tuzların yapısal evrimini, petrol üretimini, Aksaray ve Ecemiş faylarıyla ilişkilerini paleoyapısal verilere ve jeotermal rekonstrüksiyonlara dayanarak incelemiş ve sonuç olarak jeotermal eğilimlerin KB-GD doğrultulu olduğunu ortaya koymuştur.

Karakaya ve ark. (2004), çalışma alanı batısında yer alan gölsel çökellerde yaptığı incelemelerle sepiyolit minerali ve karbonat çökelleri arasındaki ilişkiyi ortaya çıkarmışlardır. Ayrıca bu çalışmada Karapınar ve Cihanbeyli havzaları kıyaslanmış ve bu havzaların gölsel karbonatlardan evaporitik mineralleşmelere geçişler sunan benzer havzalar oldukları belirlenmişlerdir.

Aydemir ve Ateş (2006) Tuz Gölü Havzası'nda yapılan manyetik ve gravite incelemelerinden elde edilen veriler ile havza temelinde gömülü bir magmatik kütle olduğunu belirlemişlerdir. Bu gömülü magmatik kütlenin Geç Kretase döneminde fay düzlemlerini kullanarak dayk benzeri yapılar gösterip yüzeye kadar çıktığını, devamında havzanın çökmesi ile ilişkili olarak günümüze kadar karasal ve denizel çökellerle örtüldüğünü ileri sürmüşlerdir.

Tekin ve ark. (2007), Tuz Gölü havzasında genellikle yüzeyde ve yüzeye yakın kesimlerde yaz aylarında çökelen oolit (hallolitler) ve pisoidleri (hallopisoidler) incelemişlerdir. Tane çapları 0.7 ve 2.0 cm arasında değişen bu tanelerin iç, orta ve dış zonlarını oluşturan mineral ve organik malzemeleri tanımlamış ve ortam yorumunu yapmışlardır.

Gürel (2008), Geç Miyosen'de (Messiniyen) çökelmiş olan Kızılbayır formasyonunu incelemiş ve bu birimin konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı, marn

ve dolomit gibi kayaçlardan oluştuğunu belirtmiştir. Alüvyal yelpaze ve göl sel tortulların mineral parajenezi ve dokusal özelliklerini sergileyen bu birimin, kurak ve yarı kurakdan nemli koşullara kadar değişen iklim şartlarında çökeldiği belirtilmiştir.

Karakaya (2010), Bor-Ulukışla arasındaki Neojen yaşlı sedimanter birimlerim mineralojik ve jeokimyasal özelliklerini ortaya koymuştur. Bu çalışmada MTA'nın Bor ilçesinin KB'sında yaptığı sondajlar incelemiştir ve jips ve anhidrit minerallerinden elde edilen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının Messiniyen denizel tuzluluk değerleri ile tam bir uyum göstermediğini ortaya koymuştur.

Leduc (2010), Tuz Gölü havzası yüzey örneklerinden yaptıkları incelemelerde konyait mineralini tanımlamış, adlandırmış ve bu mineralin kristal yapısını ortaya koymuştur. Ayrıca bu çalışmada konyait mineralinin dehidrasyon ile blödit ve Mg-Na sülfatlara dönüşümü belirlenmiştir.

Kılıç ve Kılıç (2010)'da Tuz Gölü'nün Kaldırım tuzlasında tuzlu kabuk örnekleri ve konsolide olmamış çamurlu çökellerin ayrıntılı mineralojik incelemesini yapmışlardır. Kabuktan alınan örneklerin mineralojik bileşim; halit, jips ve kiesert mineralleri olarak belirtirken, çamurlu çökellerin ise; jips, manyezit, tenardit, polihalit, aragonit ve montmorillonit olarak belirtmişlerdir. Bu mineralleşmeye neden olan çözelti konsantrasyonunun ise, Na-K-Mg-Ca-Cl tipte veya Na-K-Mg-Cl-SO₄ tipte olduğu ifade etmişlerdir.

Karakaya ve ark. (2012), Kulu (Konya) ve Haymana (Ankara) bölgesindeki zeolit oluşumlarını ve bu zeolitlerin mineralojik, jeokimyasal özelliklerini ortaya koymuşlardır.

Fernandez-Blanco ve ark. (2013) MTA'nın yapmış olduğu sismik incelemelerin verilerinden yararlanarak Tuz Gölü havzasının Senozoyik tektonik evriminin üç boyutlu jeolojik modellemesini yapmışlardır. Tuz Gölü'nün Senozoyik zamanlara ait iki önemli aşaması belirlenmiştir. Birinci aşamada 2 km lik (Paleojen) bir taban subsidansı meydana geldiğini, ikinci aşamada ise (Post-Paleojen) 3.5 km lik bir subsidansın olduğunu ve bu subsidanslarla birlikte Tortoniyene kadar yükselme aşınma ve yeniden çökme süreçlerinin meydana geldiği belirtilmiştir. Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de kuzey-batı yönünde tabaka yönelimine bağlı olarak Tuz Gölü doğusunda bir sırt oluşumunun geliştiğini belirtmişlerdir. Pre-Geç Miyosen'de bölgedeki volkanizma ve denizel karbonat çökelişi gerçekleşirken yine bu dönemde bölgesel yükselmenin olduğu ileri sürülmüştür.

Sönmez (2014) Çorum havzası Pliosen yaşlı çökelleri içerisinde kalın halit seviyeleri arasındaki globerit minerallerinin varlığını belirlemiş ve bu iki mineralin bir biri ile olan ilişkilerini incelemiştir. Ayrıca globerit ve anhidrit mineralleri arasındaki geçişler incelenmiş, bu minerallerin oldukça yüksek sıcaklıklarda beraber çökdikleri belirtilmiştir. İlaveten en kalın globerit çökelinin killi birimler ile beraber gerçekleştiğini ve globeritin kristal formunun ise genellikle disk ve şevron şeklinde olduğunu açıklamıştır.

Kadınkız ve ark. (2017), MTA'nın yapmış olduğu sondajlardan yararlanarak, Ereğli-Bor Havzasında Neojen yaşlı çökeller içinde tespit edilen globerit-halit-blödit minerallerinin yayılımını, diğer kayaçlarla olan etkileşimini incelemiş ve rezervlerini belirlemişlerdir. Bu çalışmada globerit mineralinin üç farklı yapıda çökelediği açıklanmış ve bu yapıların: 1- Yüksek tenörlü tabakalı killerle aralanmalı, 2- Düşük tenörlü killer içinde saçınımlı şevron yapılı, 3- Halitlerle aralanmalı şekillerde olduğu açıklanmıştır. Konya-Ereğli-Bor Havzasında ekonomik evaporit oluşumlarının, playa-göl ortamını temsil eden Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Katrandetepe formasyonu içerisinde yer aldığını belirtilmiştir.

2.2. Konu ile İlgili Yapılan Diğer Çalışmalar

Holser (1979), halit çökellerinde tespit edilen sıvı kapanımların eski halitlerin kökeninin ve paleodeniz sularının kimyasal bileşiminin belirlenmesinde kullanımını önermiştir.

Petrichenko (1973)'te geliştirdiği pipet yöntemi ile halitler içinde 200 µm genişliğe sahip sıvı kapanımlardan major iyon içeriklerini belirlemiştir.

Lowenstein ve ark. (1994), Qaidam (Çin) havzasında yer alan halitlerin sıvı kapanım incelemelerinden ana-element ve duraylı izotop analizleri yaparak havzanın kökenini, Pliyostosen/Holesen dönemi çözelti kimyasını ve paleoiklim şartlarını tespit etmişlerdir.

Salvany ve Ortí (1994), İspanya'da Tersiyer sedimanlarda sodyum sülfat, tenardit ve globerit minerallerini incelemişlerdir. Bu evaporit çökellerinin %67 Na₂SO₄, %19 CaSO₄ ve %12 kil ve marn içerdiklerini belirlemişlerdir. Bu çalışmada tuzların birincil parajenezinin: globerit + anhidrit + dolomit ± kalsedon'dan, ikincil parajenezinde ise; kalsit, jips ve globeritin oluştuğu belirtilmiştir.

Mees (1998)'de Orta Afrika'da Mali'nin kuzeyinde Holosen yaşlı tuzlu göl çökellerini incelenmiş tuz minerallerinin dokusal özelliklerini ve mineralojik bileşimindeki değişimi açıklamıştır. Araştırmacı mineralojik bileşimdeki değişimlerin göl suyunun kimyasal bileşiminde uzun dönemli, tuzlulukta kısa dönemli değişimin kanıtı olduğunu, sadece dokusal özelliklerin göl seviyesinin değişiminin açıklanmasında değerlendirilebileceğini açıklamıştır.

Timofeeff ve ark. (2001), Büyük İnagua Adası, Bahamalar, Baja (California) ve Meksika'daki modern deniz halitlerinin sıvı kapanımlarındaki ana iyonların kimyasal analiz sonuçlarını güncel deniz suyunun buharlaşma eğrisi ile karşılaştırmışlardır. Bu karşılaştırmada tüm bu sıvı kapanım analiz sonuçlarında belirgin doğrusal eğilimler gözlenmiştir. Halit içindeki sıvı kapanımların ana iyonlar için tanımlanan bu buharlaşma yolları deniz suyunun buharlaşma eğrisi karşılaştırılmış ve oldukça örtüşükleri belirlenmiştir. Böylece, eski deniz halitlerindeki sıvı kapanımların eski deniz suyunun kimyasal özelliklerini güvenilir bir şekilde kaydettiği sonucuna varılmıştır.

Sinha ve Raymahashay (2004)'de Hindistan'ın batısında bölgenin en büyük gölü olan Sambar Tuz Gölü'nün taban kayaçları ve çökelleri üzerinde detaylı inceleme yapmış ve mineralojik bileşimini belirleyerek evaporit oluşumunun durakladığı evreleri tanımlamışlardır. Mineralojik bileşimdeki değişimler tuz kimyasının değişim sırasıyla ilişkili olarak yorumlanmıştır. Bu çalışmada evaporasyonun Ca > alkalinite şartlarında olduğu ileri sürülürken; evaporit mineralojisi ile alkalinite > Ca olduğu tespit edilmiştir. K-içeren evaporitlerin tabanda bulunmasının evaporasyonun halitin doygunlaşma derecesinin üzerine çıktığını gösterdiğini belirtmişlerdir.

Shouakar-Stash (2008), klor ve brom duraylı izotop analizleri için iki yeni analitik yöntem geliştirilmiştir. Bu yeni teknikler için üç sedimanter havzadaki oluşum suları (Güney Ontario ve Michigan'daki Paleozoyik diziler, Williston Havzası ve Sibirya Platformu) ^{37}Cl ve ^{81}Br izotopları açısından analiz edilmiştir ve her bir havzanın Ortalama Standart Okyanus Kloru (SMOC)'na göre -1.31 ‰ ile +1.82 ‰ arasında ve SMOB'a göre sırasıyla -1.50 ‰ ile +3.35 ‰ arasında olan özellikleri belirlenmiştir. Tüm bu havzalarda $\delta^{81}\text{Br}$ ve $\delta^{37}\text{Cl}$ değerleri arasında pozitif bir eğilimin bulunduğu tespit edilmiştir.

Brennan ve ark. (2013), Senozoyik (Eosen-Miyosen) deniz halitlerinin sıvı kapanımlarını incelemişler ve bu dönemlere ait deniz suyunun ana-iyon bileşimini ortaya koymuşlardır. Ayrıca halitleri oluşturan deniz suyunun kökeninin belirlenmesi

için; (1) stratigrafik, sedimantolojik ve paleontolojik gözlemler; (2) halitlerin Br içeriği; (3) sülfat mineralleri ^{34}S içerikleri; (4) karbonat ve sülfat $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ içerikleri incelenmiş Senozoyik deniz suyundan güncel deniz suyuna kadar deniz suyu kimyasal bileşiminde meydana gelen kimyasal değişimi ortaya koymuşlardır.



3. MATERYAL VE YÖNTEM

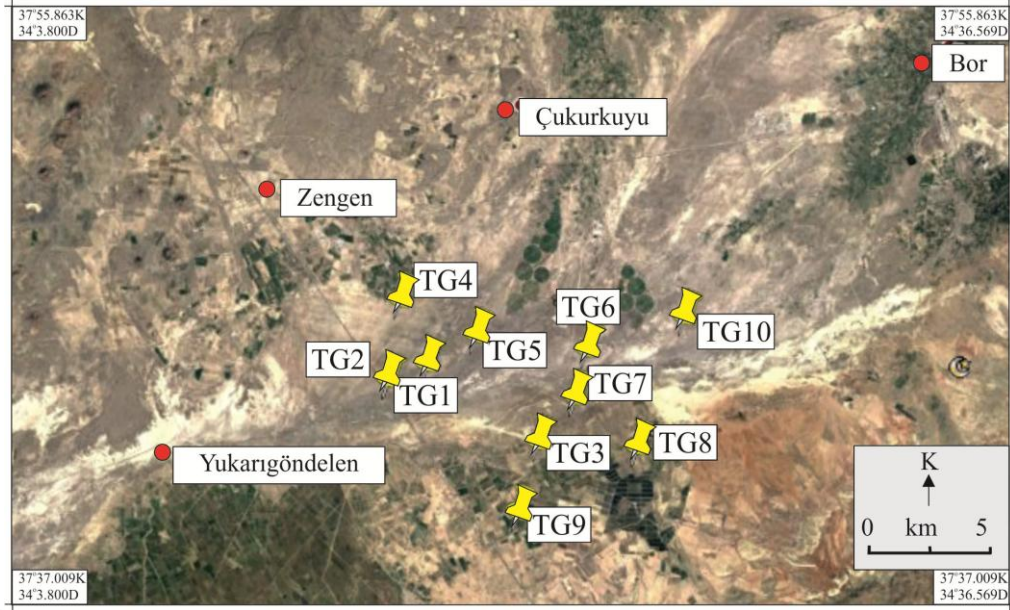
Tübitak 114Y629 nolu proje kapsamında yapılan çalışmada Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından yapılmış olan 10 adet sondajdan tez konusu olarak halit çökeliminin yaygın olduğu sondajlar belirlenmiş ve bu sondajlardan alınan örnekler incelenmiştir (Şekil 3. 1).

Belirlenen sondajların öncelikle litolojik-sedimantolojik özellikleri belirlenmiş özel yapı ve dokuların resimleri çekilmiş ve yorumlanmıştır. Proje kapsamında havzadaki tüm evaporitik çökelleri incelenmiştir. Tez kapsamında ise bu çökellerden havzada en yaygın olarak bulunan halit çökelimi, özellikleri, evrimi ve kökeni detaylı olarak ele alınmıştır. Bu nedenle halit mineralinin diğer evaporit ve evaporit dışı mineralleri ile ilişkisi sınırlı olarak tezde verilmiştir, ayrıntılı bilgi TÜBİTAK 114Y629 nolu projede açıklanmıştır.

Konya Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarının yetersiz olması nedeniyle, çalışma kapsamında analitik analizler yurt içi ve yurt dışı üniversite ve kamu, özel kuruluşların laboratuvarlarında yapılmış ve/veya yaptırılmıştır. Yapılan analizlerin yöntemleri, yapıldığı laboratuvarlar, kullanılan aletler ve analiz yapılan numune sayıları aşağıda açıklanmıştır.

3.1. Arazi Çalışmaları

Çalışma alanı ile ilgili incelemeler MTA Genel Müdürlüğü'nün yapmış olduğu sondajları içine alan arazi içinde 2015 ve 2018 yılları arasında gerçekleştirilmiştir (Şekil 3. 1). Belirtilen yıllar içerisinde çalışma alanında arazi gözlemleri ve gerekli görülen yerlerden de örnekleme yapılmıştır.



Şekil 3. 1. Çalışma alanı içerisinde MTA tarafından yapılan derin sondaj yerlerini gösterir harita.

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

Sondajlardan alınan numunelerden evaporit minerallerince zengin 96 numunenin kuru kesit (Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde) ve silikat minerallerince zengin 44 numunenin ise normal ince kesitler yaptırılmıştır. İnce kesitlerin mineralojik-petrografik özellikleri Nikon Eclipse Ci Pol model mikroskopta incelenerek morfolojik-dokusal, mineralojik, vb., özellikleri belirlenerek görüntüleri alınmıştır.

Evaporitlerin mineralojik bileşiminin tanımlanması amacıyla toplam 134 adet numunenin tüm kaya mineral bileşimi Rigaku (D/MAX 2200 PC) X-ışınları difraktometresi (XRD) kullanılarak Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. XRD çekimlerinde tarama hızı $1^\circ/20$ dakika olarak ayarlanmış ve $2\theta=2-45^\circ$ arasındaki açılarda tüm kayaç çekimleri yapılmıştır. Çekimlerde kullanılan difraktometre grafit monokromatörlü, Cu ($\text{CuK}\alpha=1.5186$) tüplü, Ni filtreli, gerilim 40 kv, akım ise 40 mA dir. Goniyometre hızı $2^\circ/\text{dak}$, duyarlık 4.102, kağıt hızı 2 cm/dak'dır.

X-ışınları çekimleri ile elde edilen difraktogramlardan, mineral türlerinin tanımlamaları JCPDS (1993) kartlarından yararlanılarak yapılmıştır. Bazı numunelerde mineral bollukları hesaplanmıştır. Mineral yüzdelерinin hesaplanmasında Gündoğdu (1982) ve Temel ve Gündoğdu (1996) tarafından verilen yöntem ve soğurma katsayıları kullanılmıştır. Kullanılan yöntemle minerallerin karakteristik yansımalarının şiddetleri

dolomitin (104) yansımaya göre normalize edilmiştir. Her bir mineralin K faktör hesabı şu formüle göre hesaplanmıştır: 1:1 oranında ağırlıkça dolomit: mineral içeren numunede $K = I_{\text{dolomit}} / I_{\text{mineral}}$. Minerallerin yüzde içeriği ise, K yansımaya değerleri belirlenen mineraller için: % a minerali = $(100 \times K_a \times I_a) / (K_a \times I_a + K_b \times I_b + \dots)$. Temel ve Gündoğdu (1996) tarafından minerallerin yüzde içeriğinin belirlenmesinin yapıldığı bu yöntemin doğruluğunun kil içermeyen numunelerde ± 15 , diğerlerinde ise % 15-25 arasında olduğu belirtilmiştir.

Mineralojik özellikleri belirlenen numunelerden seçilen 17 numunedeki minerallerin boyutu, morfolojik özellikleri, dönüşümleri ve güncel minerallerle olan ilişkileri yanında yarı nicel element analizleri Afyon Kocatepe Üniversitesi Araştırma Merkezi'nde bulunan taramalı elektron mikroskop (LEO 1430VP SEM) ve bağlı X-ışını enerji dağılımlı spektrometresinde (EDS) yapılmıştır. EDS ve geri saçınımlı X-ışını çalışmalarında hızlandırıcı voltaj 15-20 kV, 15 μA prob akımı ve spot akımı 5 μm kullanılmıştır. Numuneler 50 °C'de bir saat kurutulduktan sonra altınla kaplanmış (5 μm kalınlığında), uygun bir numune tutucu kullanılarak analiz yapılmıştır. Ana element oksitlerin hesaplanması için her bir noktadaki element yüzdesi için ZAF hesaplama programı kullanılmıştır.

Mineralojik bileşimleri belirlenen bazı sondajlardan alınan 26 numunenin ana element oksit, tali ve nadir toprak elementlerinin ve refrakter elementlerin içeriği, indüktif çiftli plazma optik emisyon spektrometresi ve kütle spektrometresi (Perkin Elmer ELAN ve Spectro ICP-OES) kullanılarak ACME Laboratories (Vancouver, British Columbia, Kanada) tarafından gerçekleştirilmiştir. Numuneler (0.1 g) Li-metaborat / tetraborat içinde eritilmiş ve nitrik asit ile muamele edilmiştir. 1000 °C'de yakma sonrasında ağırlık farkı ile ateşte kayıp (LOI) belirlenmiştir. Toplam organik karbon (TOC) ve kükürt Leco CS230 ile ölçülmüştür. Buna ek olarak, her numunenin ayrı bir 0.5 g'lık kısmı Aqua Regia'da sindirilmiş ve değerli ve baz metallere, örneğin Al, Fe, Ti, Co, Cd, Zr, Ga, Nb için ICP-MS ile analiz edilmiştir. ACME laboratuvarlarında yapılamayan Cl, Br, B, Li elementlerinin analizleri ise AGH University of Science and Technology (Polonya) laboratuvarında analiz edilmiştir. Burada ana element içeriği ICP-OES yöntemi ile tespit edilmiştir (K, Mg, Ca, Na, S, SO₄, Fe, Si). Tali elementlerin analizi ise elementler ICP-MS yöntemi ile tespit edilmiştir, Cl elementi ise argentometrik yöntem ile belirlenmiştir.

Mikroskobik incelemelerde yeterli büyüklüğe sahip sıvı kapanım içeren halit minerallerinin Mg²⁺, K⁺ ve SO₄²⁻ konsantrasyonları pipet tekniği Ukrayna Ulusal Bilim

Akademisi Laboratuvarında, Dr. Anatoly R. Gamalay (Ukrayna) tarafından 9 numunede ölçülmüştür. Sıvı kapanımların incelenmesi için öncelikle halitler 1-5 mm kalınlıkta paralel kesilmiş ve cilalanmıştır. Sıvı kapanımlarda bulunan tuzlu suyun kimyasal bileşimi, Petrichenko (1973) tarafından geliştirilen yöntem yardımıyla belirlenmiştir. Bu yöntemin özü halit plakalarının belirlenen sıvı kapanımlarının birkaç on mikrometre duvar kalınlığına ulaşmadan önce ince su jeti ile çözünmesi ve sıvı kapanım duvarının bir iğne ile açılmasına dayanır. Kapanımda yer alan tuzlu su, kılcal bir camla çıkarılıp santrifüjlenmiş ve daha sonra analiz edilmiştir. İnküzyon sıvısındaki çözeltileri belirlemek için bir çeşitli reaktifler eklenmiştir. SO_4^{2-} iyonunun saptanması için %30 BaCl solüsyonu, K iyonu için $Na_3CO(NO_2)_6 \cdot (1/2)H_2O$ çözeltisi, Ca iyonu için %30 ürotropin ve %15 $K_4[Fe(CN)_6] \cdot 3H_2O$ çözeltisi kullanılmıştır. Tuzun reaktiflerle reaksiyonundan sonra oluşan tortunun hacmi mikroskop altında aynı miktarda standart tuzlu suyla karşılaştırılmıştır. Bu yöntem yardımıyla, K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} ve SO_4^{2-} 'ün içerikleri belirlenmiştir. Bu tür bir analizler için uygun kapanım büyüklüğü minimum 40 μm dir.

TG2, TG3 ve TG6 sondajlarına ait halit minerallerinden (19 adet) $\delta^{37}Cl$ ve $\delta^{81}Br$ duraylı izotop analizi Kanada'da IT2 (Isotope Tracer Technologies Inc) laboratuvarında yaptırılmıştır. $\delta^{81}Br$ izotopu analizinde; kullanılan yöntemde numuneler inorganik bromür, gümüş nitrat ($AgNO_3$) kullanılarak reaksiyona sokularak gümüş bromür ($AgBr$) şeklinde çökeltilir. Duraylı brom izotop analizi, metil iyodür (CH_3I) ile reaksiyona sokulan gümüş bromürün metil bromide dönüştürdükten sonra metil bromür (CH_3Br) üzerinde gerçekleştirilir.

Bu çalışmada kullanılan sistem, CTC Analytics CombiPAL otomatik örnekleyicisi ile donatılmış bir Agilent 7890A GC ile birleştirilmiş iki girişli ve sürekli akış modlarının analitik kabiliyetlerine sahip bir Thermo Finnegan MAT 253'dür. Saf metil bromür gazı kullanılarak yapılan ölçümlerde iç hassasiyet ± 0.03 %'dan daha düşüktür. Deniz suyu standardı kullanılan bu sistemde 0.2 mg $AgBr$ (1 $\mu mol Br^-$) kadar küçük numuneler için hassasiyet ± 0.08 %'dan daha düşüktür. Tüm sonuçlarda aşağıdaki denkleme göre deniz suyu standardına karşı delta formülü ile işlem yapılır:

$$\delta^{81}Br = \left[\frac{(^{81}Br/^{79}Br)_{örnek}}{(^{81}Br/^{79}Br)_{SMOB}} - 1 \right] \times 1000 (\%)$$

Brom kararlı izotopların oranı ($^{81}Br / ^{79}Br$) sürekli akış izotop oranı kütle spektrometresi (CF-IRMS) ile belirlenir. ^{81}Br ölçmek için Sürekli Akış-İzotop Oranı Kütle Spektrometresi (MAT 253, Thermo Scientific, Almanya) kullanılır. MeBr ayrımı

için IRMS'ye bir CTC Analytics CombiPAL otomatik örnekleyicisi ile donatılmış Agilent 6890 gaz kromatografisine (GC) aktarır ve burada ölçüm yapılır.

$\delta^{37}\text{Cl}$ izotop analizi için; Cl inorganik klorür, gümüş nitrat kullanarak gümüş klorür (AgCl) şeklinde çökeltilir. Duraylı klor izotop analizi, metil iyodür (CH_3I) ile reaksiyona sokulan gümüş klorürün metil klorüre dönüştürdükten sonra metil klorür (CH_3Cl) üzerinde gerçekleştirilir. Bu işlemler esnasında AgCl ve CH_3I arasındaki reaksiyon, 20mL' lik şişelerde gerçekleşir. CH_3I eklenmesi bir helyum atmosferinde bir eldiven kutusu içinde gerçekleştirilir. CH_3Cl 'yi CH_3I 'den ayırmak için bir CTC Analytics CombiPAL otomatik örnekleyicisi ve bir DB-5MS 60m sütunu ile donatılmış bir Agilent 6890 gaz kromatografisi kullanılır. Deniz suyunun standart olarak kullanıldığı bu teknikte, 0.2 mg AgCl kadar küçük numunelerin (1.4 $\mu\text{mol Cl}^-$) analizi yapılabilir. Saf CH_3Cl gazı kullanılarak yapılan iç hassasiyet $\pm 0.04\%$ 'dan daha iyidir. Tüm sonuçlarda aşağıdaki denkleme göre deniz suyu standardına karşı delta formülü ile işlem yapılır: $\delta^{37}\text{Cl} = [({}^{37}\text{Cl}/{}^{35}\text{Cl}_{\text{örnek}}) / ({}^{37}\text{Cl}/{}^{35}\text{Cl}_{\text{SMOC}}) - 1] \times 1000 (\%)$

CH_3Cl ayrıldıktan sonra, ölçüm için IRMS'ye yönlendirilir. Herhangi bir numunenin veya standardın ölçülmesi, ayrılmış CH_3Cl 'yi referans gaz (CH_3Cl) ile karşılaştırmalı ölçme ile gerçekleşir. Tipik olarak, referans gaz 6-8 kez ölçülmüş ve numunenin veya standart pikin izotop oranı referans gazın ortalama okumalarına karşı belirlenmiş ve her numune 2-4 kez ölçülmüştür.

TG3, TG4 ve TG6 sondajlarından alınan saf 24 halit numunesinin $\delta^{11}\text{B}$ ve $\delta^7\text{Li}$ izotop analizi İsveç'te ALS laboratuvarında yaptırılmıştır. Ultra saf su (MQ water leach) ile yıkanarak B elementi elde edilmiş ve analizler iyon değişim ayırılması sonrasında SRMs dış kalibrasyon kullanılarak MC-ICP-MS (Neptune Plus, ThermoScientific) ile yapılmıştır. Delta değerleri NIST SRM951'e göre hesaplanmıştır. Standart sapma iki bağımsız ölçümden hesaplanmıştır. Li izotop analizleri iyon değişim ayırılması sonrasında SRMs dış kalibrasyon kullanılarak MC-ICP-MS (Neptune Plus, ThermoScientific) ile yapılmıştır. Delta değerleri LSVEC NIST8545 RM'e göre hesaplanmıştır. Standart sapma iki bağımsız ölçümden hesaplanmıştır.

Diyatom içeren numuneler, Tuz Gölü havzasının Katrandedetepe formasyonundan alınmıştır ve incelemeleri Londra Doğa ve Tarih Müzesi Sedimantoloji Bölümü'nde yapılmıştır. Işık mikroskobu (LM) ve taramalı elektron mikroskobu (SEM) analizinden önce, örnekler önce oksitlenmiştir devamında 3 haftalık bir süre boyunca çok sayıda dondurma-çözülme işlemine tabi tutulmuştur. Numuneler ± 12 saat boyunca dondurulmuş (-20°C) ve her gün ± 12 saat boyunca çözülmüştür. Diatomlar ise 10 ml

distile su içeren 25 ml'lik bir beher içine yerleştirilmiş buna 1 ml hidroklorik asit (HCl), % 50'ye seyreltilmiş ve 3 ml % 30 hidrojen peroksit (H₂O₂) eklenmiş ve 7-8 saat boyunca sıcak bir ocakta ısınmaya tabi tutulmuştur. Aşırı köpüklenmeyi önlemek için, reaksiyona birkaç damla propanol ilave edilmiştir. Daha sonra numuneler 2 dk- 1200 rpm'de santrifüjlenmiş, solüsyondan çıkarılmış, damıtılmış su eklenmiştir. Son aşama ise numuneler bir saat boyunca 10 ml dağıtıcı maddeye maruz bırakılmıştır. Işık mikroskobu çalışmaları için, işlenen malzemenin kısımları iyonize su ile durulanmıştır. Temizlenen örnekler kurutulup ve cam slaytlara yayılıp ışık mikroskobunda incelenmiştir. Işık mikroskobu gözlemleri, 1 x 10 büyütme kullanılarak Zeiss Axioplan mikroskobu ile yapılmıştır. SEM gözlemleri ise bir kısmı Afyon Kocatepe Üniversitesi'nde Araştırma Merkezi'nde gerçekleştirilmiştir, bir kısmı ise Londra NHM'da Zeiss Ultra Plus Alan Emisyonu SEM kullanılarak NHM Görüntüleme ve Analiz Merkezinde Dr. Tom Hill tarafından gerçekleştirilmiştir.

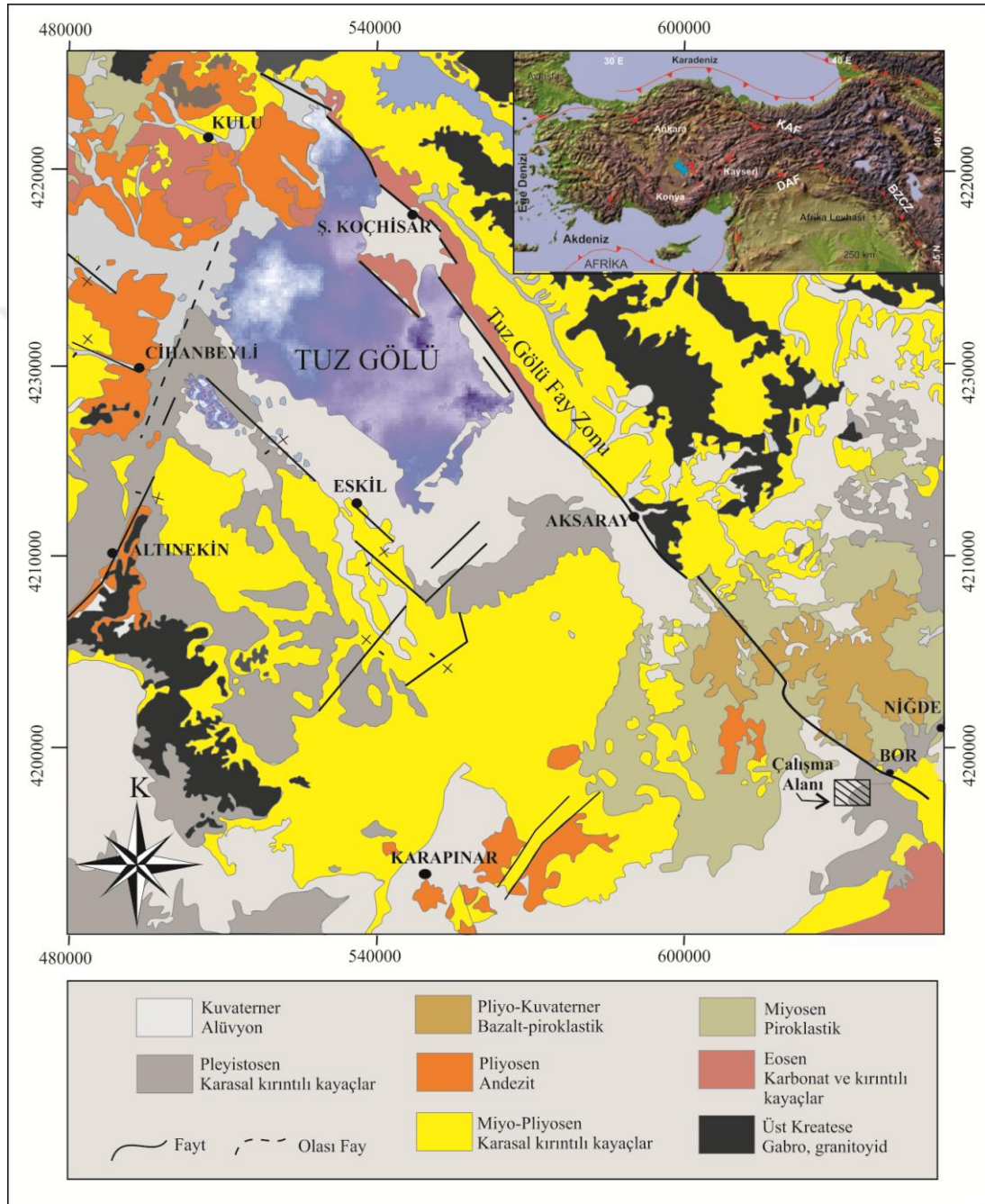
4. GENEL JEOLojİ

4.1. Bölgenin Genel Jeolojisi ve Stratigrafisi

Çalışma alanı Türkiye'nin en büyük tuz ve sülfat çökellerinin bulunduğu Tuz Gölü Havzasının güneyinde yer alır. Çalışma alanının kuzeyinde Kırşehir masifi, güneyinde Toros Platformu, batısında Menderes Masifi ve doğusunda Niğde masifi bulunmaktadır. Ayrıca havza doğuda Tuz Gölü, batıda Sultanhanı ve güneyde Ecemiş Fayları ile sınırlıdır. Havza farklı dönemlerde oluşmuş volkanik arakatıklar içerir (Alt Paleosen-Eosen ve Alt Miyosen-Kuvaterner). Havzanın doğu kesiminde yer alan Geç Kretase yaşlı Niğde masifini, metamorfikler, amfibolitler ve asidik plütonik kayalar oluşturur (Whitney ve Hamilton, 2004). Havzanın güney ve doğu kesimleri ise Toros karbonat platformuyla sınırlandırılmış olup bu birimler; kristalize kireçtaşı, şeyl, dolomitlerle ve mermerlerle temsil edilir (Özgül, 1976)(Şekil 4. 1). Çalışma alanı çevresinde belirgin olarak iki farklı yaş ve karakterde volkanik kayalar yer alır. Bunlardan ilki, Çamardı-Ulukışla volkanikleri olarak adlandırılan yaşlı volkanik kayalardır ve bunlar Avrasya ve Afro-Arabian levhalarının birbirine yaklaşması sonucunda Avrasya plakası ile Torid-Anatolid platformunun Geç Mesozoyik'de kıta-kıta çarpışması ile türeyen litosferik bir manto malzemesinden oluşur (Alpaslan ve ark., 2006). İkincisi ise, daha genç dönemi temsil eden Geç Miyosen-Pliyosen volkanitler; olup, havzanın kuzey ve kuzey batısında gözlenen yüksek K'lu kalk-alkali karakterli kayalardır (Agostini, 2010).

Mesozoyik döneminde Neotetis Okyanusu'nun birkaç parçaya ayrılması ile bir mikrokıta olarak Anadolu levhası oluşmuştur (Görür ve Derman, 1978; Görür ve Tüysüz, 2001; Clark ve Robertson, 2002). Anadolu levhasının kuzeyini Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu, güneyini güney kolu, iç kısımlarını ise İç Torid Okyanusunun temsil ettiği yukarıdaki araştırmacılar tarafından ileri sürülmüştür. Bu okyanusların kapanması Erken Kretase'de başlamış ve Orta Eosen'e kadar aralıklarla devam etmiştir (Görür ve ark., 1984). Orta Eosen sonrası bölge yükselmiş ve yoğun bir volkanizma etkisinde kalmıştır. Erken Eosen'de ise bölgesel açılma rejiminin etkisinde kalmış ve böylelikle bölgede birden fazla havza meydana gelmiştir (Örneğin Tuz Gölü, Şarkışla, Haymana-Polatlı, Sivas ve Ulukışla havzaları) (Clark ve Robertson, 2002).

Anadolu'da Geç Miyosen-Pliyosen döneminde önemli tektonik değişiklikler meydana gelmiştir; Anadolu levhası oluşmuş ve Afro-Arap plakasının okyanusal levhası üzerinde kalk-alkali volkanik kayalar gelişmiştir (Innocenti ve ark., 1975; Pasquare ve ark., 1988).



Şekil 4. 1. İnceleme alanı ve çevresi bölgesel jeolojisini gösterir jeolojik harita (Jaffey ve Robertson, 2005).

Tuz Gölü havzası, kendisini çevreleyen Tuz Gölü ve Sultanhanı Faylarının arasında yaklaşık olarak kuzey-güney yönelimli bir şekilde, bölgede baskın

depresyonun dış kenarına doğru uzanır. Tuz Gölü Fayı sağ yanal atımlıdır ve havzanın doğu sınırı boyunca K, KB - G, GD yönünde uzanır (Dellaloğlu ve Aksu, 1986). Ecemiş Fayı Üst Eosen döneminde veya sonrasında meydana gelen, onbir kilometre uzunluğa sahip, oblik D-B doğrultulu bir fay olup, havzanın güney-doğu kesimini sınırlar (Akay ve Uysal, 1988).

Önceki çalışmalarda Anadolu levhası'nın Orta-Geç Eosen'e kadar denizel özellik taşıdığı fakat Eosen sonrası Torosların yükselmesiyle Akdeniz'le olan denizel bağının tümüyle koptuğu belirtilmiştir (Clark ve Robertson, 2002). Yapılan son çalışmalar ise Eosen sonrası havzanın denizle olan bağlantısının tamamen kopmadığına belirli aralıklarla Orta Miyosen'e kadar devam ettiğine işaret etmektedir (Ercan ve ark., 2019; Karakaya ve ark., 2019). Bölge Miyosen dönemi ve devamında denizel etkinin giderek azalması ve karasallaşma ile değişken bir su kimyası sunan ve oldukça kalın gölsel ve evaporitik çökelinin gerçekleştiği bir göl niteliğine bürünmüştür. Bu dönemde Miyosen yaşlı evaporit çökeller tektonik deformasyonlardan oldukça etkilenmiş ve deformasyona bağlı olarak birçok kırık, çatlak, fay ve ilişkili birçok yapı oluşturmuşlardır.

Tuz Gölü havzası Kretase-Kuvaterner dönemleri arasında çökelmiş 5000 metreye yakın kalın sedimanlar ve volkanik aktivite ile yerleşmiş çeşitli volkanik kayaç topluluklarını da içeren tektonik kökenli bir depolanma alanıdır (Gürbüz ve Kazancı, 2014).

4.2. Temel Kayaçlar

4.2.1. Aşıgediği formasyonu (Pa)

Çalışma alanının temel kayaçları olan Aşıgediği formasyonu Orta Anadolu masifinin (Ketin ve Akarsu, 1965) en güneyini temsil eder ve metamorfik Niğde masifinin en üst grubudur (Göncüoğlu, 1986). Aşıgediği formasyonu inceleme alanının kuzey doğusunda geniş bir alanda yayılım gösterir (Şekil 4. 2) ve ilk defa Atabey ve Ayhan (1986) tarafından ise Aşıgediği formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Aşıgediği metamorfitlelerinin en yaygın kayacı orta kalın tabakalı bej-gri renkli, iri kristalli mermerlerdir. Mermerler içerisinde bantlar halinde metaçört, amfibolit ve kuvarsit gibi metamorfik kayaçlar bulunmaktadır (Demircioğlu ve Yaşar, 2017).

Bölgenin temelini oluşturan Aşıgediği formasyonu Atabey ve Ayhan (1986) tarafından Devoniyen olarak yaşlandırılmıştır (Şekil 4. 3).

4.2.2. Sineksizyayla metagabrosu (Ksg)

Sineksizyayla metagabrosunun ilk adlaması Göncüoğlu (1977) tarafından yapılmıştır. Birim, çalışma alanı içerisinde Bereket köyü doğusunda haritalanamayacak kadar çok küçük bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 4. 2).

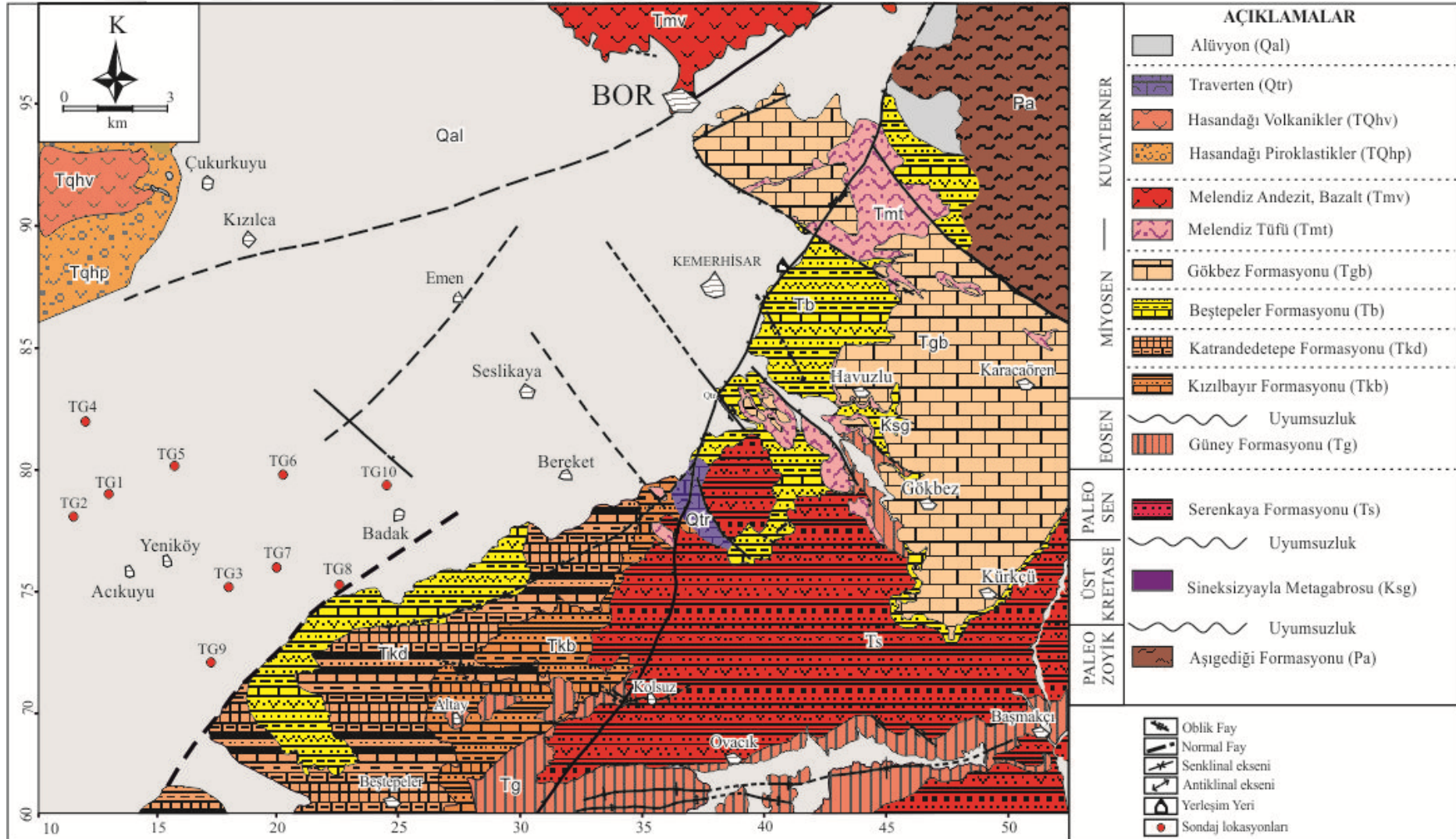
Aşıgediği formasyonu Üst Kretase yaşlı Sineksizyayla metagabrosu tarafından kesilmiş ve birlikte metamorfizmaya uğramışlardır. Farklı basınç ve sıcaklık aşamalarında metamorfizmaya uğramış yer yer amfibolleşmenin de gözleendiği metagabro, amfibolitlerden pegmatite değişen farklı kayalar içerir (Altay, 2010).

4.2.3. Serenkaya formasyonu (Ts)

Serenkaya formasyonu, ilk defa Oktay (1982) tarafından Serenkaya formasyonu olarak adlanmıştır. Birim, çalışma alanı güneydoğusunda Kolsuz, Ovacık ve Kürkçü köyleri arasında yayılım göstermektedir (Şekil 4. 2).

Yaklaşık olarak 800 m kalınlığında olan Serenkaya formasyonunun tamamı magmatik kayalardan ve sığ sokulum tipi magmatiklerden türemiş çakıltaşlarından meydana gelmiştir. Bu formasyon, tabanda merceksel ve bloklu kaba çakıltaşları ile başlar üstte doğru ise tabakalı çakıltaşı - kumtaşı - şeyl ardalanmaları ile devam eder (Oktay, 1982). Serenkaya formasyonu çalışma alanı içerisinde Kolsuz köyü çevresinde tabanda bej-gri renkli çamurtaşı ile başlar, pembemsi çakıllarla devam eder ve derecelenme göstererek gri renkli kumtaşına geçiş gösterir (Şekil 4. 4).

Birim üstte Güney formasyonu ile uyumlu olarak örtülmektedir. İnceleme alanı kuzeyinde birim yanal eşdeğeri olan Başmakçı kireçtaşına göre Üst Paleosen, güneyde ise yine yanal eşdeğeri Karatepe kireçtaşına göre Alt Lütésiyen yaşlıdır (Oktay, 1982) (Şekil 4. 3).



Şekil 4. 2. İnceleme alanının jeoloji haritası (Göncüoğlu, 1977; Oktay, 1982; Atabey ve Ayhan, 1986; Altay, 2010).

S E N O Z O Y İ K		N E O J E N		P L İ Y O S E N		K U V A T E R N E R		ÜST SİSTEM	
P A L E O J E N		M İ Y O S E N		ÜST		ALÜV YON		SİSTEM	
PALEOSEN		OLİGOSEN		KATRADEDETEPE		GÖKBEZ		SERİ	
ÜST		ALT ORTA		KIZILBAYIR		BEŞTEPELER		KAT	
SERENKAYA		GÜNEY		700-1400 ?		400-450		FORMASYON	
800-1200		600-1000		200-350		Zeyve-gediği		KALINLIK (m)	
AŞIGEDİĞİ		?						LİTOLOJİ	
								Polijenik, çakıllı, kumlu, killi boyutlu malzeme	
								<ul style="list-style-type: none"> → Traverten → Hasandağı bazalt ve andeziti → Hasandağı piroklastikleri → Melendiz bazalt ve andeziti → Melendiz tüfü 	
								Bol bitki fosilli gösel kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn, çörtlü kireçtaşı, gevşek çimentolu çakıltı.	
								<ul style="list-style-type: none"> → Melendiz Tüfü 	
								Kırmızı- yeşil renkli kumtaşı, kıltaşı, killi kireçtaşı ardalanması. Kötu tabakalı, gevşek çimentolu yer yer jips arabantlarında içeren kumtaşı. Silttaşı, kıltaşı, jips/anhidrit ardalanması. Sığ göl çökelleri. Polijenik malzemeli beyaz pembe renkli gevşek tutturulmuş çakıltı	
								Kıltaşı ara katkılı beyaz, gri renkli killi gösel kireçtaşı. Gri renkli marn. Playa çökelleri. Volkanik malzeme arakatksı. Jips mercekleri bulunduran marn.	
								Kırık ve çatlaklarda lifsi jips bantları, Jips/anhidrit, kıltaşı, silttaşı, ardalanması, petrol kusmaları ve 1-2 cm ile 100 cm arasında değişen lityit tabakaları. Yer yer halit bantları. Halit-globerit-jips/anhidrit-kil-kireçtaşı ardalanması. Yer yer petrol sızıntıları. Petrollü seyl ardalanması. Halit-globerit-jips/anhidrit-kil-kireçtaşı ardalanması. Yer yer petrol sızıntıları. Dolomitik killi kireçtaşı	
								20-100 cm kalınlıkta linyit tabakaları içerisinde marn bantları. Kırmızı- yeşil renkli kıltaşı ve silttaşı. Sığ göl çökelleri. Yeşil renkli çapraz tabakalı kumtaşı, çakıltı. Metagabro, dolomit, mermer çakıllı gevşek çakıltı.	
								UYUMSUZLUK Anhidrit	
								Kalın tabakalı gri çamurtaşı, ince bantlı kireçtaşı ardalanması. Kalın tabakalı kalsi türbitik kumtaşı ve seyl ardalanması. Biyomikrit kireçtaşı blokları.	
								<ul style="list-style-type: none"> → Bazaltik yastık lavlar. → Trakit → Ojitli andezit, dasit, tüfit, trakit,volkanik breş. → Siyenit 	
								Volkanik mazeme içeren, derecelenme gösteren çakıltı, kumtaşı, seyl ardalanması. Uluksıla-Çamardı Grubu	
								UYUMSUZLUK	
								Amfibolitten gabroik pegmatite kadar değişen metagabro. Gnays, kuvarsit, iri kristalli beyaz kristalize mermer, şist.	

Şekil 4. 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafisi (Göncüoğlu, 1977; Oktay, 1982; Atabey ve Ayhan, 1986; Altay, 2010; Kadıncık ve ark., 2017).



Şekil 4. 4. Serenkaya formasyonuna ait gri kumtaşı (Kolsuz köyü kuzeybatısı, Kavuklu köyü civarı).

4.2.4. Güney formasyonu (Tgü)

Güney formasyonu, Dellaloğlu ve Aksu (1986) tarafından Ovacık formasyonu, Oktay (1982) tarafından ise Güney formasyonu olarak adlanmıştır.

Birim çalışma alanı güneyinde Ovacık ve Basmakçı köyleri ve çevresinde yüzlek vermektedir ve genellikle D-B yönelimli uzanmaktadır (Şekil 4. 2).

Formasyon tip mevkiinde ve Ulukışla güneydoğusunda farklı fasiyes özellikleri taşımaktadır (Oktay, 1982). Güney formasyonu çoğunlukla kumtaşı-şeyl ardalanması, ince-orta tabakalı merceksel kumtaşı-çamurtaşı ardalanması ve kırmızı renkli ve merceksel çamurtaşları şeklinde izlenir. İnceleme alanı içinde Kolsuz köyü Niğde Çimento fabrikasına ait ocakta bu formasyon tabanda çamurtaşı - kalsitürbitik kumtaşı - şeyl ardalanması ile başlamaktadır. Birim üste doğru ise gri-yeşil renkli kiltası ve bej renkli 3-20 cm kalınlıkta kireçtaşı ardalanması şeklindedir (Şekil 4. 5).

Çalışma alanı içinde Güney formasyonu üzerine uyumsuz olarak Kızılbayır formasyonu gelir. Birim Güney köyü çevresinde Serenkaya formasyonu üzerine uyumlu olarak gelirken, Kolsuz köyü ve çevresinde akarsu ve sığ göl ortamını yansıtan Kızılbayır formasyonu tarafından aşılma uyumsuzlukla örtülür (Şekil 4. 6).

Güney formasyonunun çökelim ortamının, ada yayı içi ve çevresinde yer alan derin çukurlarda sedimanların, hem volkanik adaların su üzerindeki kesimlerinden hem de havza batısındaki kara parçalarının aşınması sonucu türemiş kırıntılı malzemenin hızlı bir şekilde depolanmasından oluştuğu Oktay (1982) tarafından belirtilmiştir.



Şekil 4. 5. Güney Formasyonuna ait kilitaşı-kumtaşı ardalanması (37.672655, 34.525757).



Şekil 4. 6. Güney formasyonu (Tgü) ve Kızılbaş formasyonu (Tkb) sınır ilişkisi (Kolsuz köyü Niğde Çimento fabrikası kil ocağı).

Sınacı ve Toker (2009) tarafından yapılan nannoplakton biyostratigrafi incelemelerinde Güney formasyonunun Geç Paleosen-Erken Eosen yaşta olduğu belirtilmiştir (Şekil 4. 3). Nanoplanktonların (*C. Eopelagicus*, *Discoaster*, *Sphenolith*) sayısal değerlerinin baskınlığına dayanarak yaptıkları iklimsel değerlendirmelerde Selandiyen'de (Paleosen) deniz suyu ısısının ılıman-sıcak iklim şartlarını yansıttığını,

Tanesiyen’de (Paleosen) ise deniz suyu ısısının düştüğünü ve ılıman-serin iklim şartlarının hâkim olduğunu, İpresiyen’de (Eosen) yeniden ılıman sıcak su ortamına dönüştüğünü belirtmişlerdir.

4.2.5. Zeyvelediği Anhidriti (Tzg)

Çalışma alanı içinde bulunmamasına rağmen çalışma alanı batısında oldukça geniş bir alanda yayılım gösteren Zeyvelediği anhidriti, Oktay (1982) tarafından adlanmıştır. Oktay (1982)’de bu birimin kalınlığının 900 m’ye kadar ulaştığını ve batıya doğru kalınlığının giderek azaldığı ifade etmiştir.

Havzanın ilk oluşum aşamaları olan Üst Eosen’de havzanın oldukça sığ olduğu ve böylelikle evaporit çökeliminin geliştiği, ilerleyen dönemde (Oligosen) ise havzaya tatlı su girişinin artması ile birlikte havzadaki çözeltinin alkalın karakter kazandığı ve böylelikle kireçtaşı ve marn çökeliminin gerçekleştiği yine Oktay (1982) tarafından açıklanmıştır (Şekil 4. 3).

4.2.6. Kızılbayır formasyonu (Tkb)

Havzanın hem güneyinde hem de kuzeyinde görülen Kızılbayır formasyonunun adlanması Oktay (1982) tarafından yapılmıştır. Ayrıca Kızılbayır formasyonu Yoldaş (1973) tarafından Altay formasyonu, Atabey ve Ayhan (1986) tarafından ise Burç formasyonu olarak adlanmıştır.

Birim, inceleme alanının güneydoğusunda Kolsuz ve Altay köyleri arasında geniş bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 4. 2; Şekil 4. 7; Şekil 4. 7).

Kızılbayır formasyonu genelde kırmızı-yeşil renkli, kaba taneli, büyük ölçekli çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşur ve tip kesiti bulunan Kızılbayır mevkiinde 375 m kalınlığa ulaşır (Nazik ve Gökçen, 1989) (Şekil 4. 3). Tabanda Güney formasyonu ile uyumsuz olan Kızılbayır formasyonu birkaç cm kalınlığında kil bantları bulunduran kırmızı renkli çakıllarla başlar. Üste doğru ise gri renkli yer yer derecelenme ve çapraz tabakalanma gösteren devresel çökelmiş kumtaşı-çakıltaşı aralanmaları ile devam eder. Kumtaşı tabakaları arasında ve üst seviyelere doğru bej renkli kalınlıkları 50-100 cm arasında değişen çamurtaşı ve killi kireçtaşı tabakalarına geçiş yapar. Birimin üst seviyelerini temsil eden Altay köyü kuzeyinde ise gri-bej renkli KB-GD doğrultulu ve 15° KD eğimli merceksel, çapraz tabakalı, kumtaşı-çamurtaşı aralanması takip eder.

Tüm bu özellikler sığ göl ve akarsu koşullarında oluşmuş bir göl ortamını yansıtmaktadır (Oktay, 1982) (Şekil 4. 8).

Birim tabanda Güney formasyonu ile uyumsuz üstte ise Katrandedetepe formasyonu ile uyumlu olduğundan yaşı Katrandedetepe formasyonuna kıyaslama yapılarak Orta-Üst Miyosen olarak değerlendirilmiştir (Oktay, 1982) (Şekil 4. 3; Şekil 4. 7).

MTA tarafından yapılan sondajların Kızılbayır formasyonu içerisinde bırakılmış olması nedeniyle sondaj karotlarında bu formasyonla ilgili detaylı inceleme sınırlı kalmıştır. Birim genellikle bordo rengi ile temsil edilmekte olup konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ardalanması ile başlar, ara seviyelerde ise yer yer sarı ve kırmızı renkli demiroksitlenmeler gözlenmiştir (Şekil 4. 9). Bu farklı renge sahip tabakaların sıklıkla ardalanması ise su seviyesinin dönemsel olarak değiştiğini ve birimin zaman zaman hava ile temas ettiğini gösterir. Bu seviyenin üzerinde yaklaşık 20 m jips yumruları içeren silisifiye marn tabakaları ve kısmen organik malzemenin neden olduğu kahverengi ve siyah ara bantlar içeren kireçtaşı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanmaları çökelmiştir. Bu sedimanter istif gel-git arası lagün ortamını yansıtmaktadır. Kumtaşlarında sıklıkla rastlanılan çapraz tabakalanmalar ise çökelim ortamındaki akış yönündeki değişimle ilişkilendirilmiştir (Şekil 4. 10). Bu seviyelerde karasal etkilerin de artışına bağlı olarak kırıntılı malzeme miktarında artış olmuştur. Sondaj karotlarında tespit edilen çamurtaşlarında mikro tektonizma izleri ve kuruma çatlakları yaygındır bu izler zaman zaman birimin su yüzeyine çıktığını yada mikro tektonik olayların etkisinde olduğunu göstermektedir. (Şekil 4. 11). Birimin ara seviyelerinde 20-25 cm kalınlıkta kötü boylanmalı, polijenik, az pekişmiş pomza ve volkanik malzeme çakıllı konglomera gözlenmiştir (Şekil 4.11). Bu, havza içinde veya çevresinde zaman zaman volkanizmanın da etkili olduğunu gösterir. Volkanik malzeme içeren konglomera üzerine yine kaba taneli çamurtaşı, kumtaşı ve ince taneli çakıltası yerleşmiştir. Bu seviyelerde birkaç volkanik arakatki tüf ve/veya tüfitli seviyeler tespit edilmiştir. Çamurtaşları içerisinde ise anhidrit/jips yumruları oldukça yaygındır (Şekil 4. 11). Bu yumrular, birim içerisinde sülfatça doymun çözeltinin dolaşım halinde olduğunu ve yeterli konsantrasyona ulaştığında çökeldiğini göstermektedir. Genel olarak tüm sondajlarda Kızılbayır formasyonundan Katrandedetepe formasyonuna geçiş, petrol içerikli gri-yeşil renkli siltli çamurtaşı, anhidrit ve jips içeren kumtaşı ve nadiren polijenik konglomera ardalanması şeklindedir (Şekil 4. 12; Şekil 4. 13).

Sistem	Seri	Formasyon	Derinlik(m)	Litoloji	Renk	Litolojik/Sedimentolojik Özellikler
KUVATERNER	PLEYİSTOSEN-HOLOSEN	ALÜVYON	0		Toprağımsı Bej	-Pekişmemiş sediman
			100		Bej	-Pomza
NEOJEN	ÜST MİYOSEN - PLİYOSEN	BEŞTEPELER	200		Yeşil Beyaz	- Çamurtaşı, çakıltaşı, kumtaşı, kil ve kireçtaşı ar dalanması. - Jips mineralinin yoğun olduğu ve akma yapıları içeren killi kireçtaşı. - Killi kireçtaşı, jips, anhidrit minerallerinden oluşan slamp yapıları, yer yer nodüler yapı. - Jips/anhidrit minerallerinde gelişmiş Chicken wire (kümeteli) yapıları.
					Gri	-Kil
					Yeşil Gri Yeşil	-Kil, jips, kireçtaşı ar dalanması -Pekişmemiş kil -Kil, jips, kireçtaşı ar dalanması -Pekişmemiş kil, jips kireçtaşı ar dalanması
						-Bitümlü sedimanlar -Volkano-klastik malzeme -Organik malzemece zengin şeyl, kireçtaşı, jips, yer yer anhidrit
						-Petrollü kumtaşı, killi kireçtaşı, çamurtaşı, klastik malzeme -Kireçtaşı, kil, petrollü marn
						-Petrollü şeyl, kumtaşı, karbonat, kil
						-Yer yer dağınık petrol dolgu/sıvama
						-Yer yer petrol sızıntısı ve anhidrit minerali içeren kum, jips, kil, karbonat
						-Yer yer gevşek tutturulmuş kum, kil, jips
						-Halit, grobelit, jips, az pekişmiş kiltası -Karbonat, halit, groberit, jips ar dalanması, takiben organik malzemeli kil, kum, silt, jips
					-Kiltası	
					-Derecelenme gösteren kumtaşı -Piritli marn -Çamurtaşı	
		KIZILBAYIR	600		Kırmızı, yer yer yeşil	
					Yeşil Bordo, Yeşil	

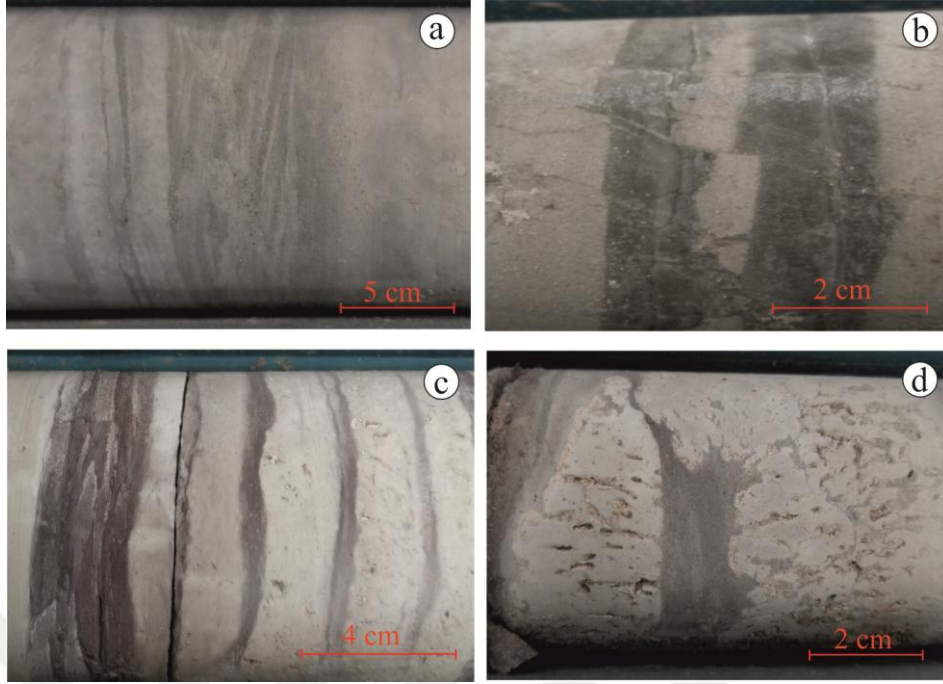
Şekil 4. 7. TG3 sondajında gözlenen birimlerin litolojik ve sedimentolojik özellikleri.



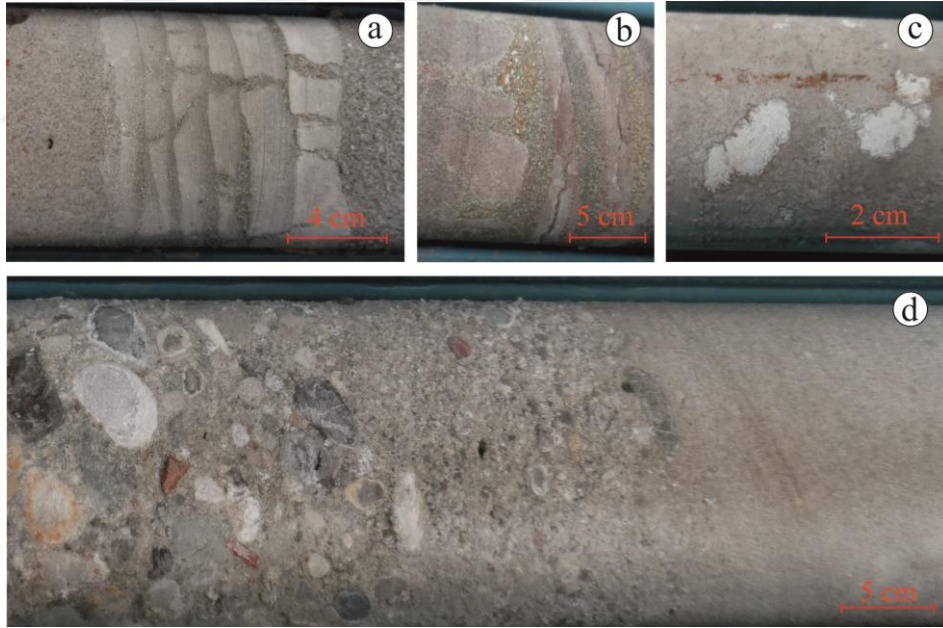
Şekil 4. 8. Kızılbayır formasyonu mostra görüntüleri, a) kiltası-kireçtaşı ardalanması (Altay köyü kuzeyi) vadi içi b) Kumtaşı-çamurtaşı ardalanması.



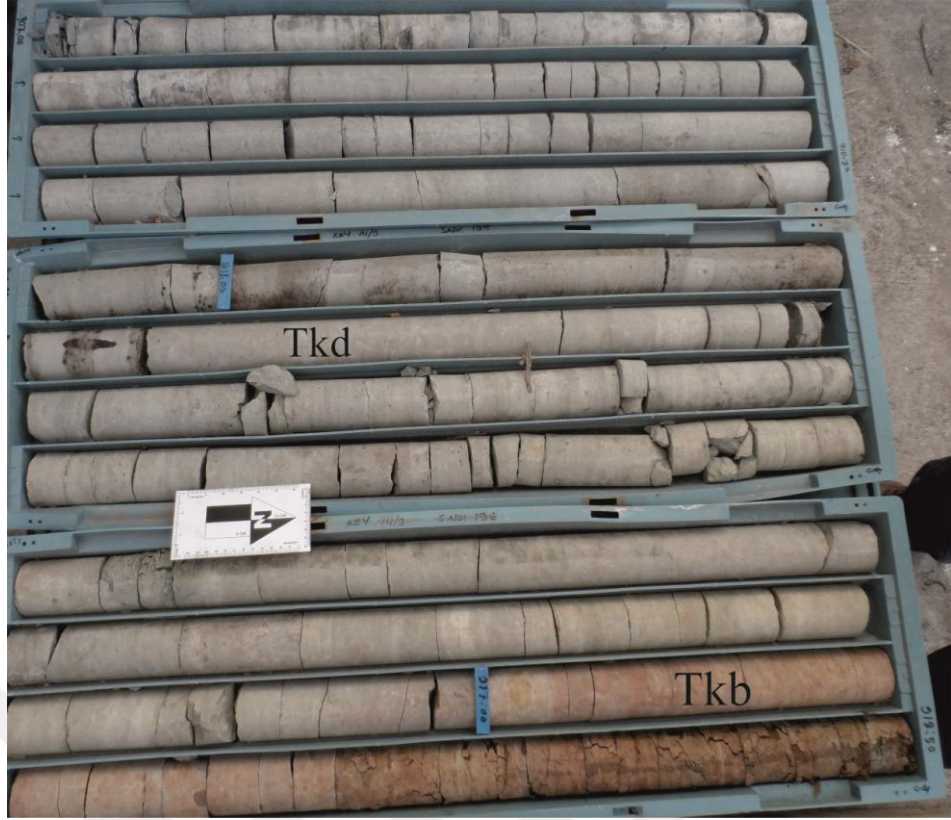
Şekil 4. 9. Kızılbayır formasyonu'na ait bordo renkli kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ardalanması (TG8, 469-476 m arası).



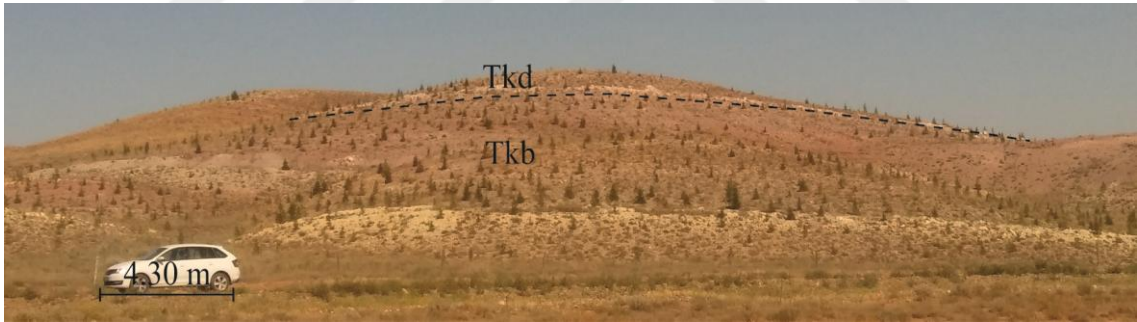
Şekil 4. 10. TG8 sondajında bazı litolojik-sedimentolojik özelliklerle ilgili görüntüler, a) Kumtaşı çapraz tabakalanma (488 m), b) Mikrotektonik yapılar (475.5 m), c) Kırmızı çamurtaşı ve kireçtaşı ardalanması (466.3 m) ve d) Bol kanal ve boşluk içeren kireçtaşı (450.8 m).



Şekil 4. 11. TG8 sondajından bazı görüntüler, a) Kumtaşı-çamurtaşı ardalanması (452 m), b) Kumtaşı-çamurtaşı ardalanması, kuruma çatlakları (450.3 m), c) Çamurtaşı içinde anhidrit/jips yumruları (422.5 m) ve d) Kumtaşı-konglomera geçişi (441.9 m).



Şekil 4. 12. Kızılbayır ve Katrandedetepe formasyonları arasındaki dereceli geçiş (TG7 917 m).



Şekil 4. 13. Kızılbayır formasyonu (Tkb) ve Katrandedetepe formasyonu (Tkd) sınır ilişkisi (Altay köyü kuzeyi).

4.2.8. Katrandedetepe formasyonu (Tkd)

Birim Niğde-Ulukışla, Tepeköy ve civarında özellikle de Katrandedetepe mevki ve çevresinde en iyi tip kesitini gösterdiği için Oktay (1982) tarafından Katrandedetepe formasyonu olarak adlandırılmıştır. Yoldaş (1973)'ın yaptığı çalışmada ise bu birim Ulukışla formasyonuna karşılık gelmektedir. Genel görünümü kirli beyaz olan Katrandedetepe formasyonunun kırmızımsı görünümüne sahip olan Kızılbayır formasyonu ile olan uyumlu geçişi çalışma alanı ve çevresinde bulunan tepelerde oldukça belirgindir. Katrandedetepe formasyonu çalışma alanının güneyinde Beştepeler ve

civarında, Altay köyü batısında yaygın olarak gözlenirken, Altay köyünden çalışma alanı güneydoğusunda yer alan Bereket köyü yakınlarına kadar izlenebilmektedir (Şekil 4. 2; Şekil 4. 13). Katrandedetepe formasyonunun kalınlığı MTA' nın yapmış olduğu sondajlarda 235-1400 m olarak belirtilmiştir (Kadınkız ve ark., 2017).

Katrandedetepe formasyonu altta Kızılbayır formasyonu ile üstte ise Beştepeler formasyonu ile uyumludur (Şekil 4.3; Şekil 4. 12; Şekil 4. 13) ve yaklaşık olarak 10-15° kuzeye doğru eğimlidir. Bu formasyona ait spor ve polenlerden elde edilen yaş Üst Miyosen'i işaret ederken (Yoldaş, 1973), Oktay (1982) ise Ostracod faunasına göre yaptığı yaşlandırmada birimin Alt Ponsiyen yaşlı olduğunu belirtmiştir (Şekil 4. 3). Katrandedetepe formasyonunun çökelim ortamının içerdiği evaporitik ara seviyeler içermesine dayanılarak gölsel-playa olarak tanımlanmıştır (Kadınkız ve ark., 2017).

İncelenen sondajlarda Katrandedetepe formasyonunun kalınlığı 215 m ile 730 m arasında gözlenmiştir (Şekil 4. 14). Bu formasyonun Kızılbayır formasyonuna ait kırmızı renkli kumtaşı çamurtaşı ardalanması üzerine yeşil-gri renkli kumtaşı marn ardalanması ile başladığı gözlenmiştir (Şekil 4. 15). Kısmen petrol emareleri de içeren bu seviyenin devamında yukarıya doğru jips/anhidrit mercikleri, globerit kristalleri ve halit bantları içeren gri-yeşil çamurtaşı, marn ve bitümlü şeyl ardalanmasına ve yer yer konglomera arakatkısı içeren birimlere geçilmektedir (Şekil 4. 16; Şekil 4. 17; Şekil 4. 18). Bu seviyeler ortam şartlarının sıklıkla değiştiğini bazı seviyelerde su seviyesinin düşmesine bağlı olarak artan evaporasyonun etkisiyle jips, anhidrit gibi minerallerin çökeliminin gerçekleştiğini işaret ederken ortama yeni su girişleri ile birlikte değişen su kimyası ile çökelen mineral bileşiminin de değiştiğini göstermektedir. Üst seviyelere doğru ardalanma ve yaygın olarak slamp yapıları gözlenmiştir. Slamp (kayma) yapıları havzanın aktif bir tektonizmaya sahip olmasından kaynaklıdır ve birimler içerisinde sıklıkla bu tip kayma yapıları gözlenmiştir (Şekil 4. 19). Yine Katrandedetepe formasyonunun taban-orta seviyelerinde kırmızı yeşil renkli anhidrit yumruları ve tuz kusmaları içeren konglomera, kumtaşı ve globerit içeren çamurtaşı ardalanmasına geçilmekte olup bu ardalanma yaklaşık 75 m devam etmektedir (Şekil 4. 20). Anhidrit yumruları ve tuz kusmalarının varlığı çökeller içindeki sülfat ve halitce zengin çözeltilerin aktif olarak dolaşımına işaret eder. Birimin orta seviyelerinde evaporasyon minerallerinin özellikle halit çökeliminin daha fazla olduğu belirlenmiştir. Ayrıca bu seviyelerde yaygın olarak slamp yapıları içeren gri-yeşil renkli, petrol emareleri de bulduran çamurtaşı, anhidrit/jips ardalanmaları yaygındır (Şekil 4. 21; Şekil 4. 22).

Sistem	Seri	Formasyon	Derinlik(m)	Litoloji	Renk	Litolojik/sedimentolojik özellikler
KUVATERNER	PLEYİSTOSEN-HOLOSEN	ALÜVYON	0		Toprağımsı	-Alüvyon
			100			
NEOJEN	ÜST MİYOSEN- PLİYOSEN	GÖKBEZ	200		Bordo, bej	-Zayıf tutturulmuş çamurtaşı, marn, silttaşı, kumtaşı ar dalanması.
			250			-Pomzalı tüfit ve volkanik malzeme içerikli ve karbonat bağlayıcı içeren kumtaşı, çamurtaşı ar dalanması.
			300		Bej, gri	-Zayıf olgunlaşmış, polijenik , orta-ince taneli konglomera
			350			-Lapilli, volkanik malzeme içerikli tuf, volkanik malzeme içeren kumtaşı.
			400		Bordo	- Zayıf tutturulmuş karbonat matriks destekli kumtaşı, çamurtaşı, ince taneli konglomera.
		BEŞTEPELER	450			- Açık-koyu borda tutturulmamış kum, çamur, çakıltaşı, yer yer silt ar dalanması.
			500		Bordo, sarı, gri	-Karbonatlı gri çamurtaşı, marn, bordo kum ve silt, konglomera, sarı kumtaşı, silttaşı ar dalanması.
			550		Gri, kırmızı,	- 50° eğimli gri çamurtaşı, kırmızı benekli çamurtaşı kumtaşı, zayıf dereceli konglomera ar dalanması.
			600		Açık-koyu gri, beyaz, yeşil	-Kil, kum, silt, jips/anhidrit kısmen çamurtaşı ve kıltaşı ar dalanması.
			650			-Kırık ve çatlaklar ikincil jips dolgulu, zayıf slamp yapısı, yeşil kil, gri anhidrit ar dalanması, az bitüm içeriği.
KATRANDEDETEPE	700			-60° eğimli kıltaşı, çamurtaşı, anhidrit ar dalanması.		
	750			-Slamp yapısı ve breşik yapı		
	800			-Globerit içerikli jips, çamurtaşı ar dalanması.		
	850			-Halit, anhidrit, çamurtaşı, globerit ar dalanması.		
	900			-Globeritli çamuraşı, anhidrit /jips, jipslerde mızrak yapısı.		
KIZILBAYIR			900		Yeşil, gri kahverengi	-Kayma yapılı, benekli, yağlımsı yeşil çamurtaşı, halit, anhidrit, çamurtaşı ar dalanması.
			950			-Yeryer kırıntılı, nadiren globerit ve selenitli veya kömürlü çamurtaşı,
			800			-Kil bantlı şeffaf halit, jipsli/anhidritli/bitümlü çamurtaşı ar dalanması, yer yer globerit büyümeleri ve petrolü halit ve şeyller.
			700			-Petrol kusmaları içeren iri şeffaf kristalli halit, globerit, jips, anhidrit, anhidrit nodüllü çamurtaşı ar dalanması.
			600			-Globerit, globeritli çamurtaşı, bitümlü şeyl, mızrak yapılı anhidrit.
			500			- Globerit ve anhidrit içeren çamurtaşı, bitümlü şeyl, kıltaşı, halit ar dalanması.

Şekil 4. 14. TG4 sondajında gözlenen birimlerin litolojik ve sedimentolojik özellikleri.



Şekil 4. 15. Katrandedetepe formasyonu, 873-884 m arası gri-yeşil renkli marn kireçtaşı ardalanması, yer yer jips mercekleri ve organik malzeme içeren kiltaşları (TG7 sondajı).



Şekil 4. 16. Karandedetepe formasyonuna ait linyit, organik malzeme içeren killi kireçtaşı ve kireçtaşı ardalanması (Adana-Niğde yolu, Karacaören köyü batısı).



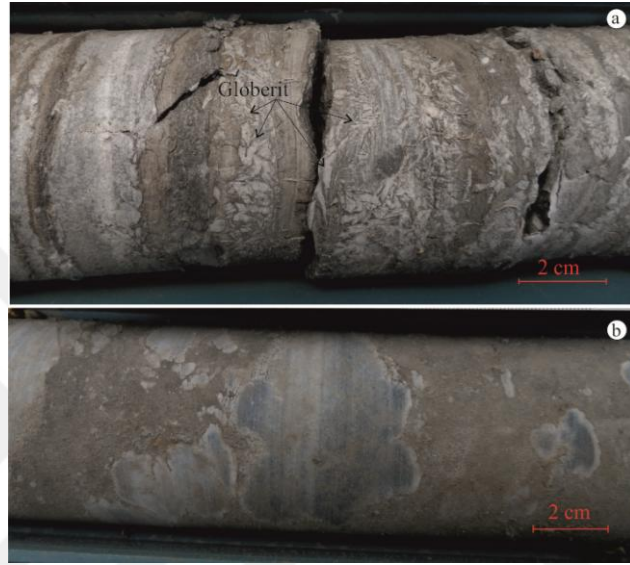
Şekil 4. 17. Katrandedetepe formasyonu, a) Kumtaşı-çamurtaşı-organik malzemece zengin çamurtaşı ardalanması, b) Kıltaşı, çamurtaşı ve konglomera tabakaları.



Şekil 4. 18. TG7 sondajının 803-814 m arası litolojik görüntüleri. Petrol emaresi içeren gri-yeşil çamurtaşı, marn ve bitümlü şeyl ardalanması ve kalın halit tabakaları arasında globerit kristalleri.



Şekil 4. 19.TG7 sondajı 449 m slamp yapısı.



Şekil 4. 20. TG7 sondajı a) Killi birim içinde globerit çökelleri (732.3 m) ve b) Anhidrit yumruları (675.7 m).



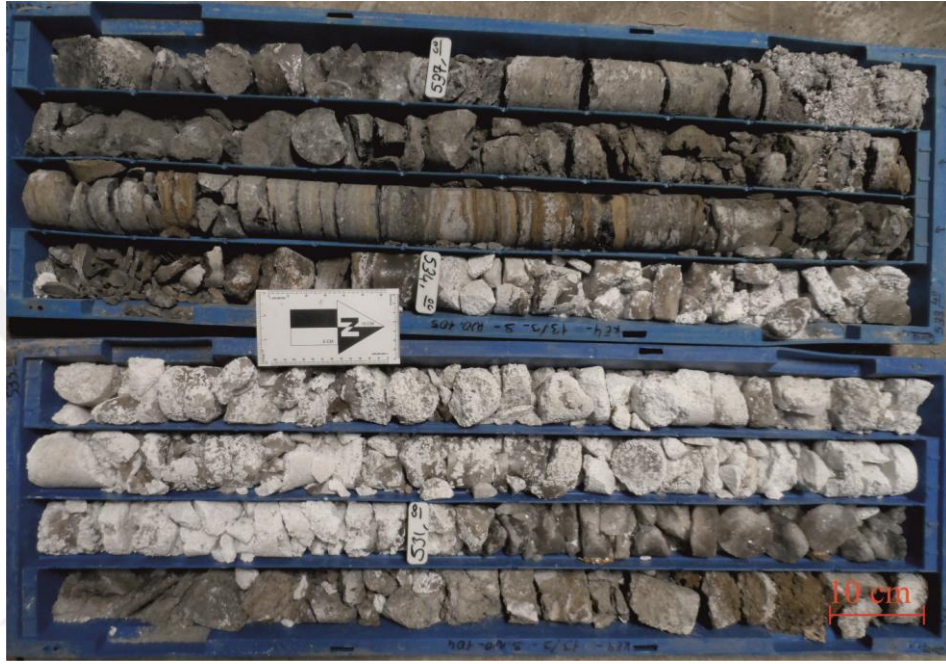
Şekil 4. 21. Konglomera, kumtaşı, karbonatlı kayaç geçişi, yer yer organik maddece zenginleşmeler ve petrol emareleri (TG6 sondajı, 841.6- 843.6 m arası).



Şekil 4. 22. Petrol emaresi içeren mikritik kireçtaşı-bitümlü şeyl-çamurtaşı-çakıltaşı ardalanması (TG6 836 m).

Katrandedetepe formasyonunun orta seviyelerinde ise yoğun bir şekilde beyaz/şeffaf renkli halit, globerit, anhidrit ve jips gibi evaporit mineralleri ardalanmalı olarak bulunur (Şekil 4. 23; Şekil 4. 24; Şekil 4. 25b). Bu evaporasyon minerallerinin varlığı havzaya olan su girişinin azaldığını ve havzada yoğun bir buharlaşmanın hakim olduğunu işaret etmektedir. Ayrıca havzada dönemsel su girişi ile ilişkili olarak ince marn, manyezit/dolomit, bitümlü çamurtaşı, kıltaşı ve şeyl tabakaları yer alır (Şekil 4. 25; Şekil 4. 26). Bu birimler arasında çoğunlukla anhidrit/jips yumruları gözlenmesinin temel nedeni ise çözeltinin çözünen sülfatlarca zengin olmasından kaynaklanır. Tabakalar arasında bir diğer yaygın olarak organik malzemece zengin tabakalar gözlenmiştir (Şekil 4. 25; Şekil 4. 27a). Evaporit minerallerinin yoğun bulunduğu dönem evaporasyonun tektonizma etkisi ile kesilmesine kadar, yaklaşık olarak 100 m devam etmiştir. Orta-üst seviyelerde ise birimin rengi ve mineral bileşimi değişmiştir. Bu seviyeden itibaren yukarıya doğru yine yaklaşık olarak 100 m gri renkli halit, marn yer yer bitümlü çamurtaşı ve çamurtaşı ardalanması devam eder. Katrandedetepe formasyonunun üst seviyelerinde havzaya giren su girişinin arttığını ve buna bağlı olarak tuz tabakalarında azalmanın meydana geldiğini, su bileşimindeki değişimden kaynaklı olarak gri-yeşil renkli marn ve jips minerallerinin ardalanmalı olarak çöktüğü belirlenmiştir. Üst seviyelerde sıklıkla tektonizma izleri gözlenmiş olup bazı sondajların (TG7) bu seviyelerinde 70° tabaka eğimi tespit edilmiştir (Şekil 4. 28a,b). Bazı sondajların (TG6) yine bu seviyelerinde ise ara katkılı olarak volkano-klastik malzeme

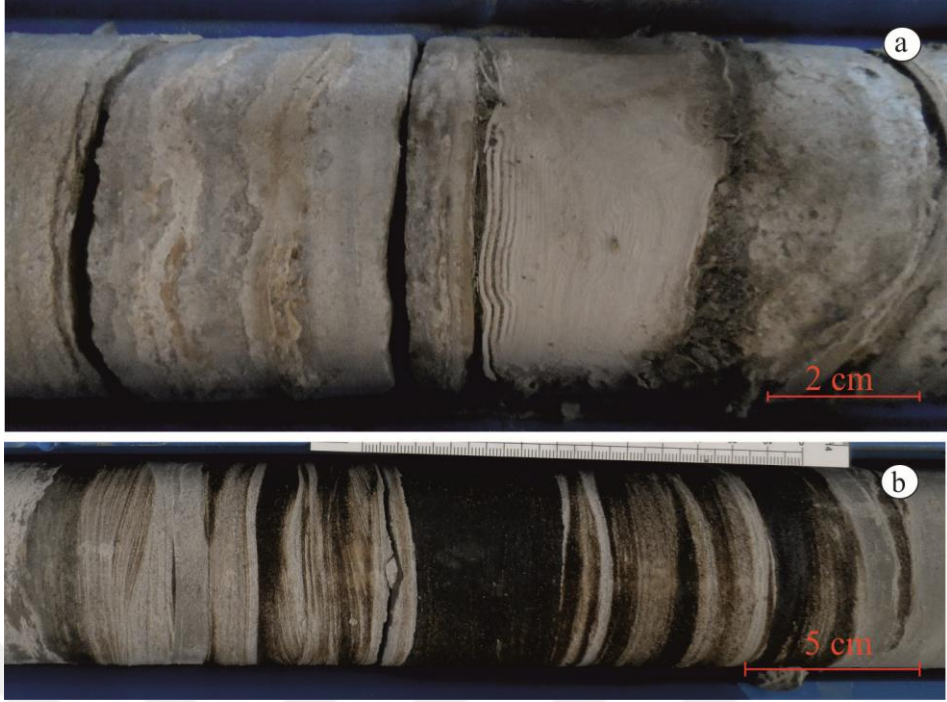
belirlenmiştir. Bu volkanik malzemeler havza içinde veya çevresinde faaliyet gösterdiği oldukça iyi bilinen, Melendiz volkanizmasından kaynaklanmaktadır. Birim üst seviyelerde ise çamurtaşı, kumtaşı ve silt ardalanması şeklinde devam etmektedir. Bu seviyelerin üzerine konglomera ile başlayıp üste doğru uyumlu olarak devam eden jipsli bej renkli marnlar ve killer içeren Katrandedetepe formasyonundan Beştepeler formasyonuna geçilir (Şekil 4. 29).



Şekil 4. 23. Şeffaf ve bulutsu halit içeren seviyeler ile jips/anhidrit içeren organik malzemece zengin kil, karbonat ardalanması (TG3 sondajı, 529.5-537.5 m arası).



Şekil 4. 24. Kalın tabakalı halit ve ince bantlar şeklinde anhidrit/jips, marn ardalanması (TG6 sondajı).



Şekil 4. 25. TG3 sondajında bantlı şekilde litolojik ardalanmalı seviyeler, a) Manyezit, dolomit ve anhidrit ardalanması (489.3m) ve b) Karbonat ve organik mazeme içeren killi-kumlu seviyeler (393.4m).



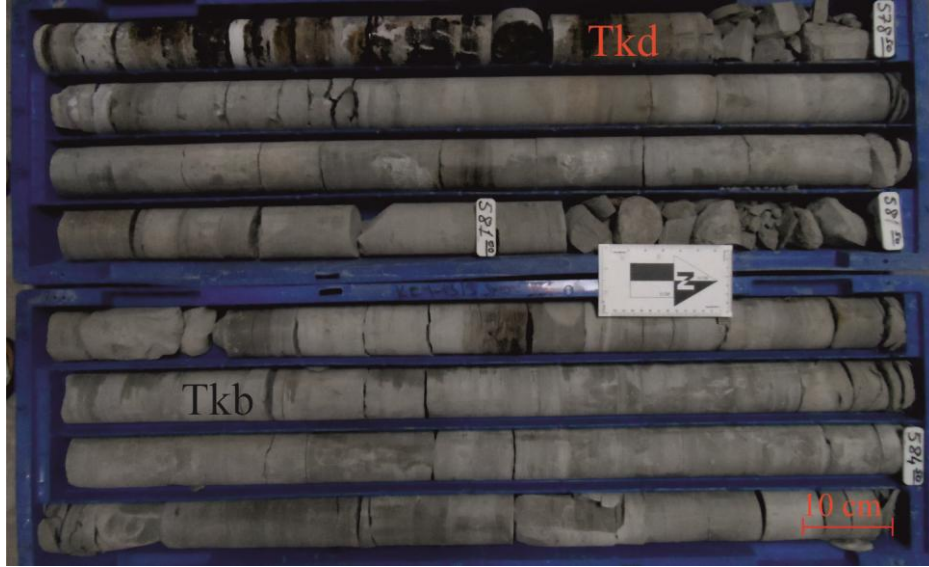
Şekil 4. 26. TG3 sondajından petrol içeren seviyeler, a) 392.5 m petrol emareleri, b) 335.6 m petrol emaresi (sızıntı şeklinde).



Şekil 4. 27. TG6 sondajı a) Zengin organik malzeme içeren tabaka, b) Halit tabakaları arasında gelişmiş kayma yapısı.



Şekil 4. 28. TG7 sondajı a) Kıltaşı, marn, anhidrit ardalanması (610 m), b) Birim içindeki mikro faylanmalar (650 m), c) Anhidrit, halit ardalanması (373 m).



Şekil 4. 29. Kızılbayır formasyonu ve Katrandedetepe formasyonu geçişi (TG3 sondajı, 578-585 m arası).

4.2.9. Beştepeler formasyonu (Tb)

Beştepeler formasyonu Miyosen-Pliyosen çökellerinin en genç üyesidir (Şekil 4. 2). En iyi tip kesiti Beştepeler mevkiinde izlendiği için Oktay (1982) tarafından Beştepeler formasyonu olarak, Atabay ve Ayhan (1986) tarafından ise Çanaktepe formasyonu olarak adlanmıştır.

Beştepeler formasyonu çalışma alanı içinde Beştepeler mevki ve civarında, Badak ve Bereket köyleri güneyinde yaklaşık olarak kuzeydoğu-güneybatı yönünde izlenir (Şekil 4. 2).

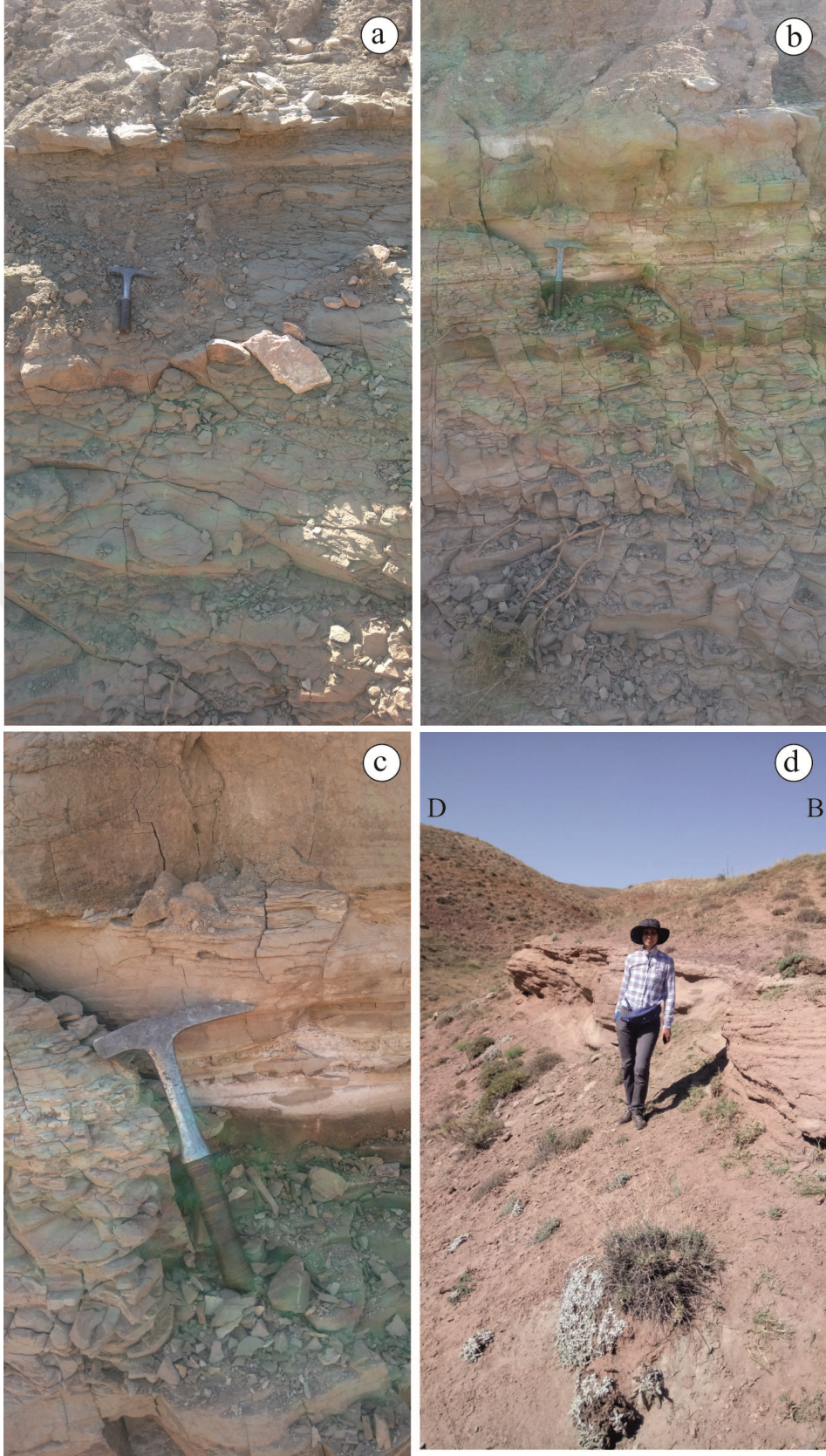
Genel olarak birim gevşek çimentolu, merccekler şeklinde gelişmiş çakıl ve kumlardan oluşmuştur, kalınlığı ise yaklaşık 125 metredir (Oktay, 1982) (Şekil 4. 30).

Çalışma alanında Beştepeler formasyonun kalınlığı kuzey ve kuzeydoğuda daha kalınken, çalışma alanının güneyinde daha incedir. Bu farklı kalınlılığın sebebi ise tektonizma etkisi ile havzanın bir kısmının yükselip horst yapıları oluştururken yükselen bloğun erozyona maruz kalması, grabenlerde ise sedimanter çökelim devam ediyor olmasıdır.

Birim altta Katrandedetepe formasyonunu üzerine uyumlu olarak çökelirken üstte uyumlu olarak Gökbez formasyonu tarafından örtülür. Çalışma alanı Konya ovasının gevşek çimentolu alüvyonları tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür (Şekil 4. 2).

Birimin yaşı stratigrafik ilişkileri veya alttaki Katrandedetepe formasyonu ile olan ilişkisi bakımından Üst Miyosen ya da Üst Miyosen ?- Pliyosen? olarak belirtilmiştir. Beştepeler formasyonunun çökelimi havzanın kapanma evresinde meydana gelmiştir (Altay, 2010) (Şekil 4. 3).

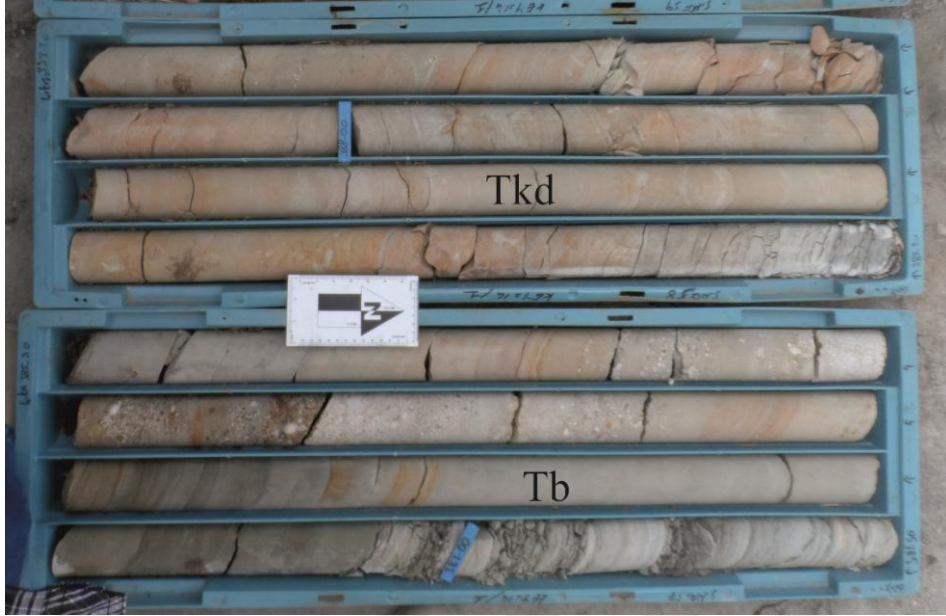
İncelenen sondajlarda Beştepeler formasyonu Katrandedetepe formasyonu üzerine uyumlu olarak gevşek tutturulmuş fosilsiz, kötü tabakalanmış yeşil/gri-kırmızı renkli kumtaşı ve çamurtaşı-jips araldanması ile gelir (Şekil 4. 31; Şekil 4. 32). Üste doğru beyaz-bej renkli Eosen kireçtaşı ve metagabro çakılları içeren gevşek çimentolu çakıltaşı ile devam eder. Birim içinde yaygın olarak jips mercekleri bulunur. Bu formasyonun alt-orta kesimlerinde bordo-yeşil renkli kumtaşı-ince taneli konglomera araldanmaları yaygındır. Çakıl ve kum gibi malzemeler genellikle gevşek çimentolu olup iyi yuvarlaklaşmamışlardır. Orta seviyelerde kumtaşı miktarı artar ve konglomera-kumtaşı-çamurtaşı araldanması şeklinde devam eder. Kumtaşlarında çapraz tabakalanmış seviyeler bulunur. Orta seviyelerde seyrek olarak gözlenen jips bantları, bordo kumtaşları içerisinde çamurtaşları ile birlikte bulunur. Jipsler masif toprağımsı ve merceksi görünümde olup yer yer de ikincil lifsi jipsler gözlenmiştir. Bazı sondajların (TG5) orta seviyelerde klastik ve iri pomza bileşenli tüfit (Melendiz tüfleri) ve onun üzerinede yaklaşık 80 cm kalınlığında pomza bileşenli kumtaşı bulunmaktadır (Şekil 4. 33). Üst seviyelerde ise çakıllı kumlu seviyelerde artış ile birlikte sıklıkla mikro kıvrımlanmalar gözlenmiştir. Ayrıca bu seviyelerde yer yer krem kireçtaşı, killi kireçtaşı, ince iri taneli kumtaşı ve polijenik konglomera araldanması izlenmiştir. Beştepeler formasyonundan Gökbez formasyonuna geçiş genel olarak çamurtaşı ve kumtaşı araldanmaları ve kötü boylanmış ve tane destekli konglomera ara katkılı seviyeler şeklindedir. Bazı sondajlarda bu geçiş Melendiz tüfleri ve volkanik malzeme ara katkısı ile olur (Şekil 4. 31).



Şekil 4. 30. Beştepeler formasyonuna ait görüntüler a,b) Yeşil-gri renkli kumtaşı-marn (Sızma Tepe), c) Kırmızı ve yeşil renkli kilaşları, yer yer kireçtaşı bantları ve jipsli seviyelerin görünümü (Sızma Tepe) ve d) Yer yer çapraz tabakalı kırmızı renkli kumtaşı, çakıltaşı ardalanması (Bögelek Tepe).

Sistem	Seri	Formasyon	Derinlik (m)	Litoloji	Renk	Litolojik/Sedimentolojik Özellikler
NEOJEN	ÜST MİYOSEN-PLİYOSEN	BEŞTEPELER	0			
			100		Kırmızımsı	-Çamurtaşı, kumtaşı, konglomera ardalanması
			200			-Çamurtaşı, kumtaşı, merceklı silttaşı ardalanması -Çamurtaşı,silttaşı, kumtaşı, konglomera nadiren jips -Normal derecelenmeli konglomera -Silttaşı, selenit, çamurtaşı, anhidrit -Anhidrit içeren çamurtaşı, nadiren kumtaşı ve marnlı seviyeler, konvolut yapıllı silttaşı -Şeyl -Anhidrit, çamurtaşı ardalanması -Diyapir yapı içeren halit, anhidrit, -Kalınhalit tabakaları ve yer yer breşik ve slamp yapıları
		KATRANDEDETEPE	300			
			400		Sarı, Gri	-Halit, anhidrit, çamurtaşı ardalanması, halitler genellikle iri kristalli ve şeffaf
			500			-Kil, halit, çamurtaşı, marn ardalanması, diğer birimlerin içine sokulmuş halit daykları -Halit, anhidrit, çamurtaşı ardalanması ve yer yer marn bantları
			600		Beyaz, balrengi	-Anhidrit, marn, halit ardalanması -Çamurtaşı, marn, anhidrit, bitümlü şeyl ardalanması yer yer karbonat içeriğinde artış -Halit -Kilttaşı, anhidrit, halit, karbonatlı kayaç ardalanması ve yer yer slamp yapıları -Halit, globerit, kil ardalanması -Anhidrit, halit, globerit ardalanması, yer yer slamp yapıları
			700			-Halit, karbonat ardalanması -Kil, marn yer yer şeyl ardalanması -Kil, marn, karbonat ardalanması -Halit, tuz merceklı marn, kil ardalanması, halitlerde yer yer diyapir yapı -Halit, globerit, marn ardalanması
			800		Yeşil	-Tuzlu kil, karbonat laminallı ardalanması -Tuzlu marn, killi kireçtaşı ardalanması -Tuzlu çamurtaşı, organik madde içeren kireçtaşı, şeyl, marn, yer yer konglomera ardalanması
		KIZIL BAYIR			Gri, yeşil kahve	-Yer yer petrolü çakıltası

Şekil 4. 31. TG6 sondajında gözlenen birimlerin litolojik ve sedimentolojik özellikleri.



Şekil 4. 32. Katrandetepe ve Beştepeler formasyonları arasındaki konglomera ve kumtaşı geçişi (Sondaj: TG5 388-380 m).



Şekil 4. 33. a) Beştepeler ve Gökbez formasyonları içinde yer alan tüfit (Sondaj: TG1 246-249 m), b) Gökbez formasyonu iri pomza içeren tüfit (Sondaj: TG2 177.2 m).

4.2.10. Gökbez formasyonu (Tgb)

Gökbez formasyon ilk olarak Atabey ve Ayhan (1986) tarafından adlanmıştır. Çalışma alanı ve çevresinde Gökbez köyü doğusunda ayrıca Karacaören, Havuzlu ve Kürkçü köyleri ve çevresinde geniş bir alanda yayılım göstermektedir (Şekil 4. 2).

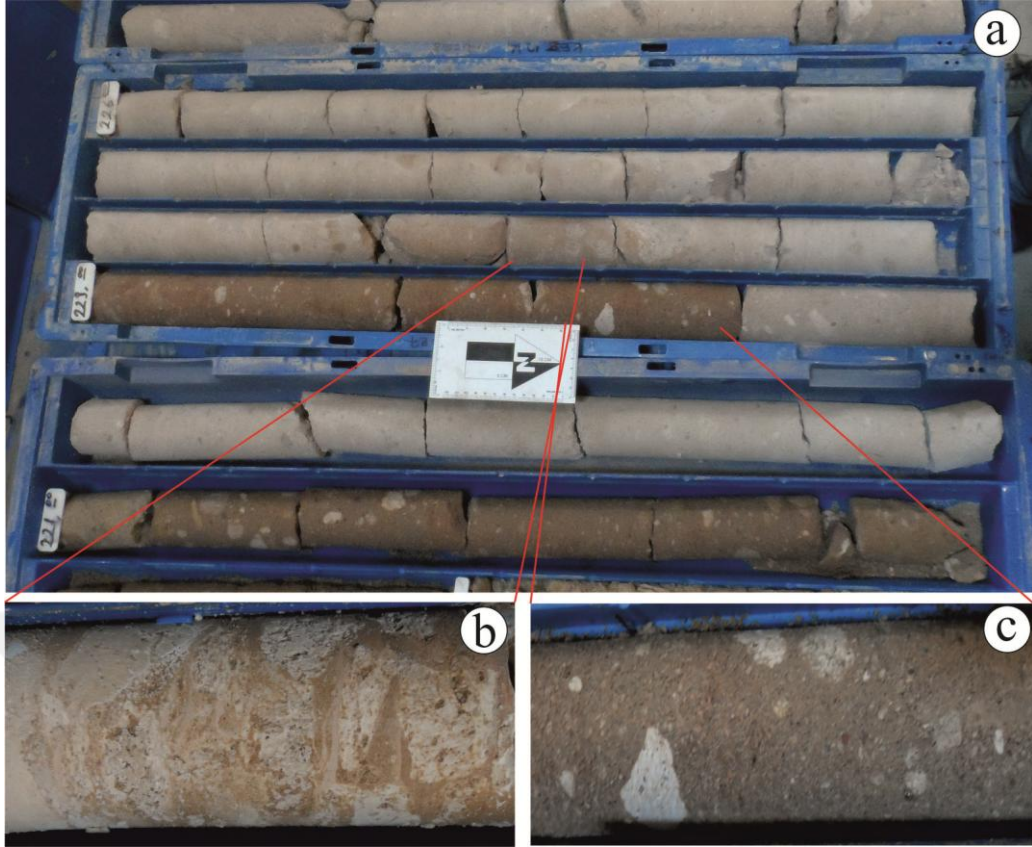
Gökbez formasyonunun sondajlardaki kalınlığı 100-200 m arasında değişmektedir (Şekil 4. 31). Bu birim Beştepeler formasyonu üzerine bordo renkli, iyi pekişmemiş karbonat çimentolu konglomera ve kumlu, çakıllı çamur şeklinde uyumlu olarak gözlenir ve yaklaşık olarak 50 m devam etmektedir (Şekil 4. 33; Şekil 4. 34). Bu

seviyenin üzerinde yine yaklaşık olarak 50 m kırmızımsı çamurtaşı, kumtaşı ve kireçtaşı aralanması yer alır. Birim içinde ara katkılı olarak sıklıkla bantlar halinde pembemsi-kırmızı kumtaşı tabakaları ve kötü boylanmış polijenik çamurtaşı destekli konglomera bulunur. Bu seviyelerde yine jips mercekleri ve bantları sıklıkla gözlenmiştir. Jips mineralinin varlığı sülfatça zengin çözeltinin havza içersinde aktif olarak dolaştığını işaret etmektedir. Gökbez formasyonu, Melendiz tüfleri ile yanal düşey geçişli olup volkanizma ürünleri olan tuf, pomza, volkanik katkılı kumtaşı vb. birim içinde oldukça yaygındır. Üst seviyelerde pekişmiş malzeme oranı oldukça azalarak yerini toprağımsı zayıf pekişmiş çamurtaşı ve polijenik kötü boylanmış volkanik kayaç parçaları içeren konglomeraya bırakır. Gökbez formasyonu sondajlarda bej renkli az pekişmiş bol kırıntılı ve gözenekli karbonatlı kayaçlarla son bulur ve alüvyon malzemeye geçiş yapar (Şekil 4. 31).

Birimin yaşı ostrakod, gastropod, alg ve vermes fosillerine göre Miyosen-Pliyosen olarak belirtilmiştir (Atabey ve Ayhan, 1986) (Şekil 4. 3).



Şekil 4. 34. Beştepeler formasyonundan Gökbez formasyonuna geçiş. Pumisli tuf-killi kireçtaşı geçişi (TG4 297 -294 m).



Şekil 4. 35. a) Gökbez formasyonuna ait sondaj görüntüleri, b) Gökbez formasyonu içinde pomzalı tuf ve c) Volkanik malzeme ara katkılı kumtaşı (TG4 221 -226 m).

4.2.11. Melendiz volkanikleri (Tmv) ve tufü (Tmt)

Melendiz tufü ilk defa Eekmandb (1966) tarafından adlandırılmıştır. Melendiz tufü inceleme alanında Havuzlu köyü kuzeyinde ve batısında, Gökbez köyü batısında dar bir alanda yayılım gösterir (Şekil 4. 2). Andezitik-dasitik bileşimli olan Melendiz dağı tufünün kalınlığı sabit olmayıp yanal olarak değişir (Altay, 2010).

Sondajlarda gözlenen Melendiz tufü, Beştepeler formasyonu ve Gökbez formasyonunları içinde bulunan kumtaşları, çamurtaşları ve kireçtaşları ile yanal düşey geçişlidir (Şekil 4. 31). Bu birim üstte Kuvaterner çökelleri ile örtülüdür. Çalışma alanındaki sondajlarda Melendiz volkanizmasına ait piroklastik malzemelere Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı çeşitli seviyelerde gözlenir. Sondaj verilerine göre Melendiz piroklastiklerinin yayılımı havzanın kuzeyinden güneyine doğru azalmakta ve kalınlığı 10 cm'den 80 cm'ye kadar değişmektedir. Tüfler beyaz-gri ve pembemsi renklerdedir. El örneklerinde genellikle gözenekli olan birim, bol miktarda pomza ve kırıntılı malzeme içerir (Şekil 4. 33; Şekil 4. 34). Yaygın olarak mika mineralleri ve kil boyu malzeme içermektedir.

4.2.12. Hasandağ volkanikleri (TQhv) ve piroklastikleri (TQhp)

Hasandağ volkanikleri çalışma alanı ve çevresinde andezit, bazaltik andezit, bazalt ve bunlarla ilişkili piroklastik ve volkanoklastik ürünlerle temsil edilir. Bölgede gözlenen volkanizmanın ilk ürünlerini patlamalı volkanizma sonucu gelişen felsik kül, tuf, pumis, lapilli tuf ve breşler oluşturur. Sedimanter birimler içerisinde sıklıkla bu volkanizmaya ait tuf ve ignimbirit gözlenir (Oktay, 1982).

Hasandağ volkanikleri inceleme alanının kuzey-batısında Çukurkuyu köyü batısında yaklaşık olarak kuzey-güney yönlü olarak yayılım gösterir (Şekil 4. 2).

Kuvaterner yaşlı Hasandağı Volkanikleri Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal birimlerin üzerini örter.

İncelenen sondajlarda Hasandağı piroklastik malzemeleri Gökbez formasyonu içinde tanımlanmıştır. Gökbez formasyonu içinde bulunan kırıntılı malzemeler bol miktarda bu volkanizmaya ait kayaç parçaları içerir (tuf, pumis, bazalt ve andezitik kayaç parçaları) (Şekil 4. 36). Gökbez formasyonu içinde az pekişmiş kum, kil ve kireçtaşları genellikle bej renkli tuf ve ignimbirit ile yanal düşey geçişli veya ardalanmalıdır.



Şekil 4. 36. Hasadağ volkanizmasına ait andezitlerden genel görünüm (Çukurkuyu köyü batısı).

4.2.13. Alüvyon (Qal)

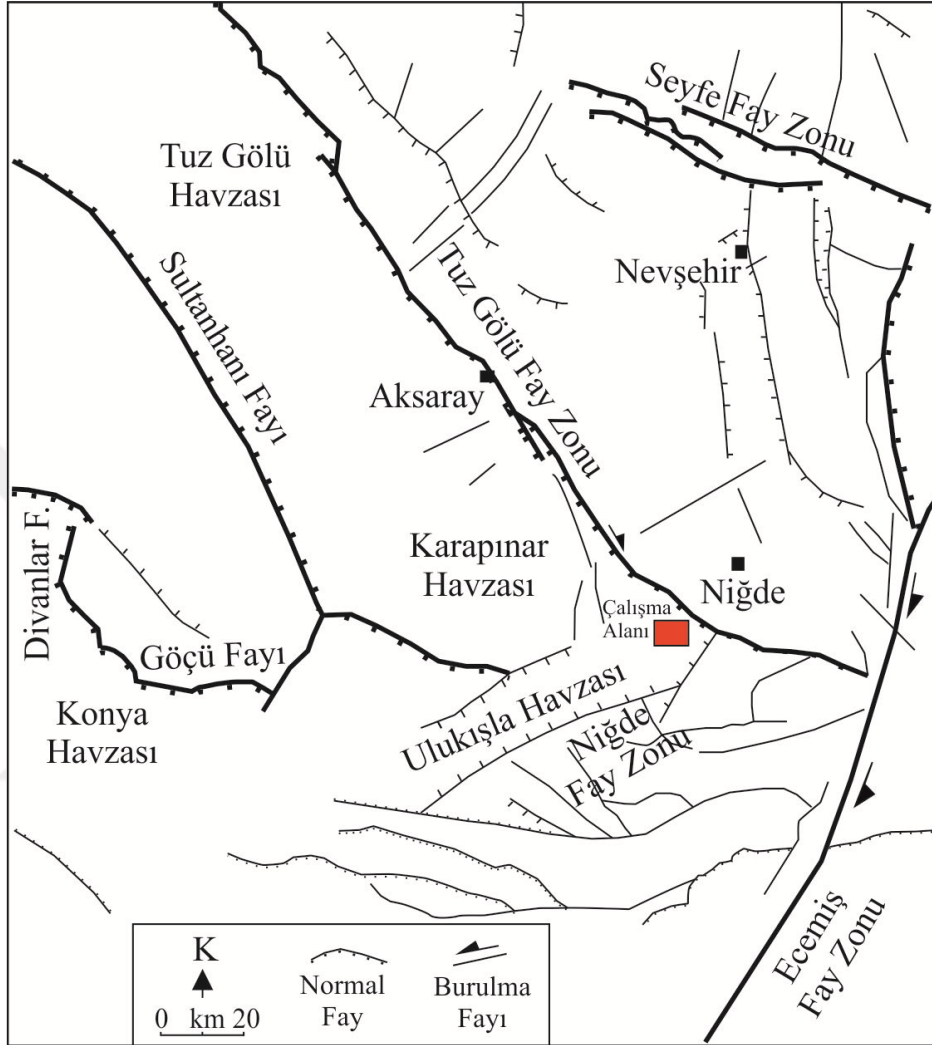
İnceleme alanının Bor-Ulukışla havzası paralelinde kuzeydoğu yönelimli faylara paralel gelişmiş graben havzasında, güncel akarsu ve sellenmeler sonucunda oluşmuş çakıl, kum ve killi malzemelerden oluşan alüvyon çökeller oldukça geniş bir alanda yayılım gösterir (Şekil 4. 2).

4.3. Yapısal Jeoloji

Tuz Gölü Havzası, doğuda Kırşehir Kristalen Kompleksi, güney ve güney batıda Bolkaradağları Birliği, batıda Sivrihisar-Bozdağ Masifi, kuzeybatıda ise Sakarya Kıtasına ait birimler ile sınırlanmıştır (Görür ve ark., 1984).

Yapılan çalışmalarda genellikle Tuz Gölü Havzası'nı intrakratonik bir havza olduğu belirtilmiştir (Arıkan, 1975; Görür ve Derman, 1978; Çemen ve ark., 1999; Dirik ve Erol, 2003). Bazı çalışmalar ise, havzanın kapanan Mesozoyik Tetis Okyanus kabuğunun Sakarya Kıtası ve Kırşehir Masifi altına dalması sonucu bir yay önu havza olarak geliştiğini ileri sürmüştür (Oktay, 1982; Görür ve ark., 1984; Koçyiğit, 2003); (Görür ve ark., 1984). Genel olarak ise inceleme alanını da kapsayan Orta Anadolu Bölgesi; Tuz Gölü, Konya, Karaman, Ulukışla, Akşehir, Niğde ve kuzeybatısında Eskişehir çevresindeki geniş ovalarıda kapsayacak şekilde gelişmiştir (Şengör, 1985). Orta Anadolu'da yer alan havza doğuda Tuz Gölü ve Seyfe, batıda Sultanhanı, Akşehir ve Konya, güney kesminde Niğde ve Ecemiş Fay Zonları ile sınırlanmıştır (Tan ve ark., 2010) (Şekil 4. 37). Orta Anadolu çoğunlukla KB-GD ve KD-GD doğrultulu fay zonları ile şekillenmiştir. Bunlardan ilki Tuz Gölü Havzası'nın doğu kenarını kontrol eden KB-GD doğrultulu Tuz Gölü Fay Zonudur. Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ) yaklaşık 200 km uzunluğunda, 2 - 25 km genişliği ile Orta Anadolu'nun en önemli kıta-içi aktif fay zonlarından biridir (Kürçer ve Gökten, 2014). TGFZ, kuzeybatı (KB) gidişli, aktif, sağ yanal doğrultulu normal bir fay zonudur (Şekil 4. 37). KB'da Tuz Gölü kuzeyi ile Güneydoğu'su'da Kemerhisar (Niğde) arası boyunca uzanır (Kürçer ve Gökten, 2014). Diğeri ise Tuz Gölü'nün batısında yer alan İnönü-Eskişehir-Sultanhanı Fay Sistemi (İESF)'dir (Özsayın ve ark., 2013) (Şekil 4. 37). Altunel ve Barka (1998), bu bölgenin batı kısmının normal bileşenli sinistral eğik faylardan oluştuğunu ve Ege/Batı Anadolu blogunu Orta Anadolu blogundan ayırdığını belirtmiştir. Batıda Uludağ'dan doğuda Sultanhanı'na kadar uzanan bu mega kayma bölgesi, bir dizi KB-GD ile BKB-DGD

eğilimli Eskişehir (EFZ), Yeniçeoba (YFZ), Cihanbeyli (CFZ) ve Sultanhanı (SFZ) fay zonlarını kapsar. İnönü Eskişehir Sultanhanı fay zone (İESF)'nin güneydoğu uzantısı ise Sultanhanı fayı olarak tanımlanmıştır (Özsayın ve ark., 2013).



Şekil 4. 37. Çalışma alanı ve çevresinin tektonik haritası (Genç ve Yürür, 2010).

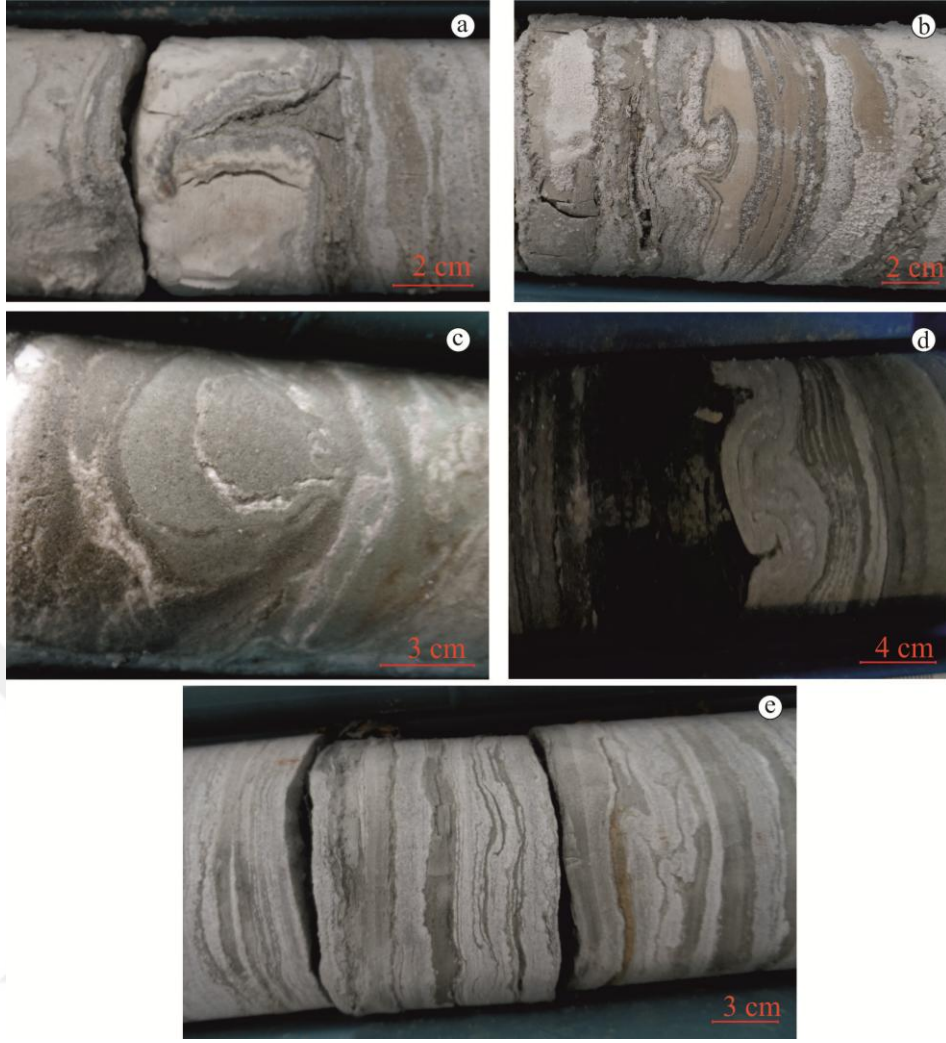
Çalışma alanı güneyinde bulunan KD-GB doğrultulu KB eğimli Niğde fay zone yaklaşık 170 km uzunluğunda, 5-8 km genişliğinde ve sol yanal doğrultu atım bileşenlidir. Niğde fay zone tarafından, Niğde metamorfikleri ve Geç Pliyosen öncesi kayaları, Pliyo-Kuvaterner yaşlı graben çökelleri ile karşı karşıya getirilmiştir (Koçyiğit, 2003). Niğde Fay Zonu Bor-Ulukışla havzasının güney kenarında yer alır. Bu havzanın güneyini sınırlayan fay zone Niğde'nin kuzeydoğusundan başlar ve yaklaşık olarak Karaman'a kadar devam eder. Ulukışla-Bor havzası yaklaşık olarak yukarıda bahsedilen Niğde fayına ve Tuz Gölü Fay Zonuna ait kollara paralel olarak KD-GB yönlü uzanır (Şekil 4. 37). Ayrıca jeofizik incelemelerde havza içinde gömülü halde birçok düşey

atımlı fayların bulunduğu ve bu fayların çoğunun Niğde ve Tuz Gölü Fay Zonunun devamı niteliğinde olduğunu belirtmektedir (Fernandez-Blanco ve ark., 2013)

Çalışma alanına ait sondajlarda makro ve mikro ölçekte birçok deformasyon yapısı belirlenmiştir. Belirlenen yapılar; kayma, yük çökme, alev, dayk, yastık yapıları, mikro ve makro faylanmalar, kaotik yapılar, sinsedimanter kıvrımlanmalardır (Şekil 4. 38; Şekil 4. 39; Şekil 4. 40). Bu sondajlarda belirlenen tabaka içi yapılar ise belirgin olarak derecelenme ve laminasyonlardır. Tüm bu bahsedilen yapı ve oluşumlar, havzanın gelişiminde etkili olan mekanizmaların; sedimantasyon, tektonik aktiviteler ve özellikle tuz tektoniği olduğunu gösterir.



Şekil 4. 38. a) Tektonik hareketlerle oluşmuş mikro fay (TG1 244.7m), b) Kırık ve çatlakların tuz kristalleri ile doldurulması (TG5 563.7m) ve c) Tektonizmaya ilişkili kaotik yapı (TG5 668m).



Şekil 4. 39. a) Alev yapısı (TG5 715.7 m), b) Gömülme yapısı (TG5 716.8 m), c) Gömülme yapısı (TG6 632.8 m), d) Kayma yapısı (TG4 669.8 m) ve e) Tabakalanma ve kayma yapısı (TG5 665.4 m).



Şekil 4. 40. a) Konglomera-kumtaşı derecelenmesi (TG5 383.5m), b) Tuz daykısı (TG6 722.5m).

5. MİNERALOJİ ve PETROGRAFİ

İncelenen numuneler genellikle evaporit çökeliminin yoğun olduğu Katrandedetepe formasyonu içinden derlenmiştir. Makroskobik ve mikroskobik incelemelerde bu minerallerin formasyon içindeki dağılımı, içerikleri belirlenmiş, dokusal özellikleri, birbirlerine olan dönüşümleri ve birincil veya ikincil olup olmadıkları değerlendirilmiştir (Çizelge 5. 1).

Sondajların litolojik yönden en belirgin özelliği, evaporitçe zengin seviyelerinde düzenli veya düzensiz olarak mineral, bant veya tabakalarının ritmik tekrarlanmasıdır. Değişen kalınlıklara sahip bu milimetrik, santimetrik ve metrik ölçeklerdeki ritmik tekrarlamalar "sabkha döngüsü" olarak değerlendirilebilecek özellik sergiler (Warren, 2006). İncelenen sondaj karotlarında belirlenen en yaygın mineraller ise; başta halit olmak üzere, sülfat grubu minerallerden jips, anhidrit, globerit ve sınırlı olarak blödit, epsomit, tenardit, ögesterit, löveyit ve karbonat minerallerinden ise manyezit ve dolomit az miktarda da kalsittir.

Ritmik tekrar eden mineral birlikleri aşağıda belirtilmiştir;

- 1) Halit + Globerit ± Anhidrit / Jips
- 2) Halit + Anhidrit/Jips ± Globerit ± Dolomit/ Manyezit
- 3) Anhidrit/Jips + Dolomit/ Manyezit ± Halit
- 4) Dolomit/ Manyezit

Yukarıda belirtilen tüm bu evaporitik çökel seviyeler arasında arakatlı olarak kuvars, feldispat, mika ve kil mineralleri belirlenmiştir.

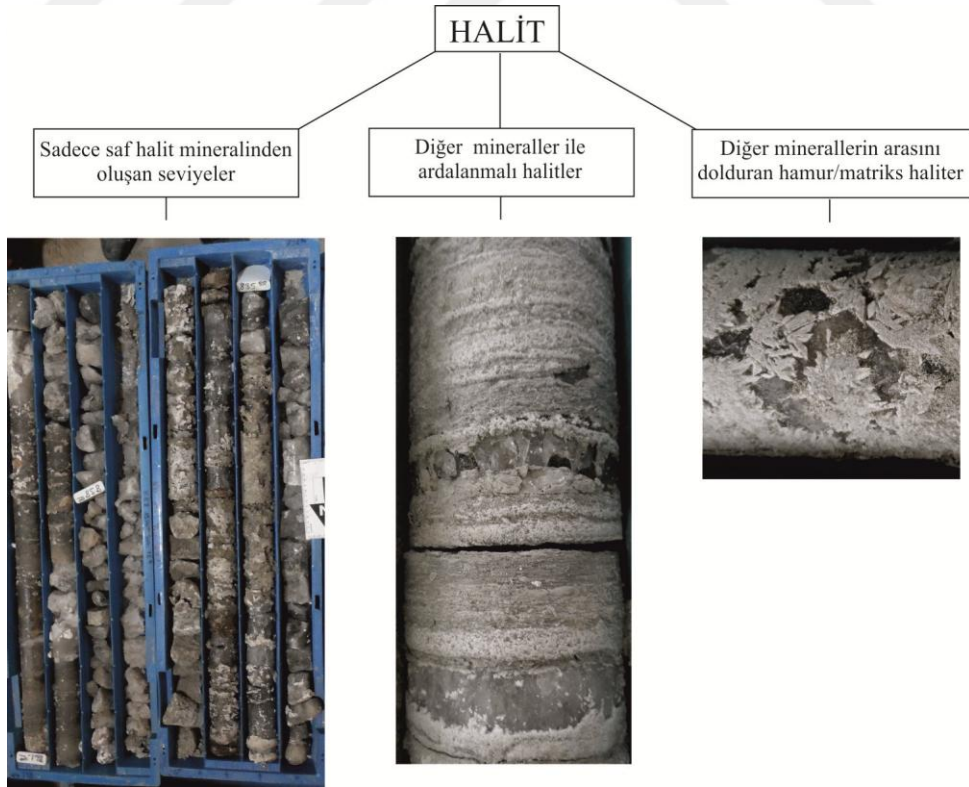
Çizelge 5. 1. Kuru kesit ve ince kesit yapılan sondaj kodları ve kesit derinlikleri (m).

Kuru Kesitler			İnce Kesitler	
TG4 (m)	TG6 (m)	TG7 (m)	TG2 (m)	TG7 (m)
608.6	361.5	287.7	547.7	176.7
629	371.6	290.7	602.5	219.5
661	384.4	297.2	649	221.5
695.5	386.7	310.9	TG9 (m)	261.1
717.6	410	360.3	246	302.1
746	471	365	314.4	319.7
791	484.9	366.1	321.6	323.6
827	493	366.7	562	329.6
848	566	383	TG3 (m)	332
TG3 (m)	618.4	384.2	228.5	338.4
513	630.7	402	238.7	347.9
519	640.7	410	246	349
524.6	646.6	419.2	287.8	354.8
516	653.6	419.2	330.15	394
510.6	658.8	422	338	454.5
504.4	674.7	429.3	426.7	638.7
537	701.7	431	479.1	693.6
563.8	708.8	434	577.8	757.5
TG10 (m)	711	450	637.5	773.9
220.5	714	455		797.9
322.5	728.5	469		801.5
698.3	732	471		881.5
794	736	488.5		882.1
1149.2	736.7	562.9		909.3
1261.4	748.2	582.4		937.8
	748.8	592.3		938.8
	762.7	597.5		973.3
	768.5	599		
	775	649		
	780.6	712.1		
	784.6	712.1		
	787.1	723.8		
	820.1	725.3		
	864.6	733.5		
		807.5		
		813.9		
		818		
		819		
		846.6		

5.1. Halit Mineralinin Mineralojik ve Petrografik Özellikleri

Sondaj karotlarının incelenmesi sonucu halit (NaCl) çökellerinin kalınlığı milimetreden birkaç metreye değişmekte ve yer yer onlarca metreye kadar ulaşmaktadır. Bu seviyeler içindeki halit kristalleri birbirinden yapısal ve dokusal olarak farklılıklar göstermektedir. Çökeller arasındaki halitlerin bir kısmı şeffaf, bir kısmı ise bulutsu görünüme sahiptir. Bazı seviyelerde tespit edilen halitler, organik malzeme içermesinden dolayı siyah veya kahverengi renktedir. Bu farklı seviyeler içinde halit üç farklı şekilde gözlenmiştir (Şekil 5. 1);

- i) Sadece halit mineralinden oluşan saf/safa yakın halit içeren seviyeler,
- ii) Diğer mineraller ile ardalanmalı olup bu mineraller ile eş zamanlı çökelmiş olan halitler,
- iii) Diğer minerallerin arasında dolgu olarak bulunan hamur/matriks konumunda olup çökelimle eş zamanlı veya çökeltme sonrası süreçlerde mineraller arasındaki boşlukları doldurmuş halitler.



Şekil 5. 1. Farklı litolojik özellik gösteren halit çökelleri.

Halitlerde mikro ve makro morfolojik olarak tespit edilen bir diğerk özellik ise birincil ve ikincil dokulardır.

5.1.1. Birincil dokular

El örneklerinde ve mikroskopik incelemelerde yaygın olarak gözlenen birincil halitler;

- i) Tabakalı bulutsu halitler (Şekil 5. 3; Şekil 5. 4a),
- ii) Huni ve şevron yapı gösteren halitler (Şekil 5. 3; Şekil 5. 5),
- iii) Rekabetçi halit kristali (Şekil 5. 4b).

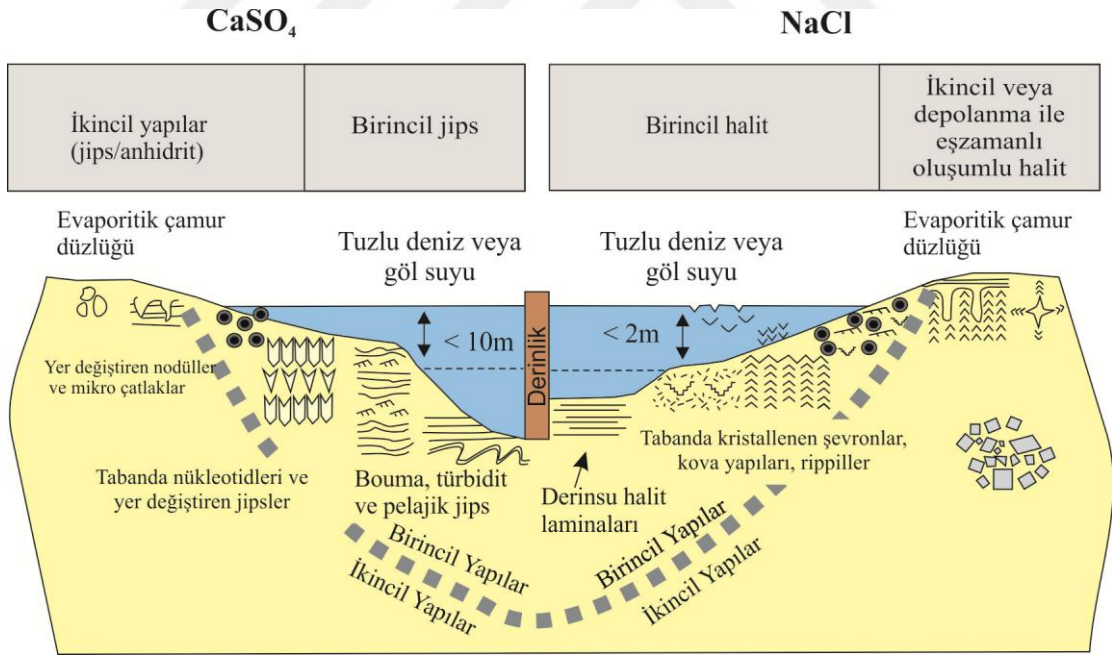
olarak belirlenmiştir.

Tabakalı bulutsu halitler, halitce zengin çözeltilerin göl tabanında çökmesi ile oluşan masif ve bol sıvı kapanım içeren halitlerdir. Bu halitler genellikle 1-10 m derinlikte çözeltinin dalga ve rüzgar etkilerinden uzak olduğu durgun su ortamında çökler (Warren, 2006). Huni yapıları ise çalışma alanına ait örneklerde genellikle birincil tabakalı bulutsu halitler içinde ve güncel çökelen evaporit mineralleri ile birlikte düzensiz dağılmış olarak gözlenmiştir. Huni yapıları halitce aşırı doygun çözeltilerde su-hava ara yüzeyinde oluşur. Huni şeklinde gelişen bu yapılar bir araya gelerek halit huni kümülatlarını meydana getirir. Huni kümülatları belirli bir ağırlığa ulaştığında çözeltinin yüzey gerilim kuvvetini aşarak batar ve göl tabanına çöker. Huni kümülatlarının göl yüzeyi ve tabanı arasında ki asılı kaldıkları süreç ise "*Cennet Yağmuru (rain from heaven)*" olarak adlandırılmıştır (Warren, 2006) (Şekil 5. 2). Huni yapıları çözelti içine batmaları esnasında kapalı sıvı uç kısımlarına birincil çözeltilere ait sıvı kapanımlar hapsedilir (Şekil 5. 5b). Bu sıvı kapanımlar genellikle özşekilsiz, yuvarlak veya ovaldir. Sığ derinliklerde göl suyu tabanında globerit oluşumu meydana gelirken göl suyu yüzeyinde çözeltinin halitce doygun seviyeye ulaşması ile su-hava ara yüzeyinde oluşan huni yapılarının batması ile globerit kristallerinin içine bu halit huni kristalleri hapsolür (Mees, 1999). İncelenen bazı örneklerde benzer şekilde huni yapıları globerit kristalleri içinde gözlenmiştir (Şekil 5. 6). Halit kristallerinde gözlenen bir diğerk doku ise şevron (rozet) yapısıdır (Şekil 5. 3; Şekil 5. 5c-e). Şevron dokusu kristal büyüme yüzeylerine (100) paralel olarak sıralanmış bol miktardaki sıvı kapanımın bulunduğu bir dokudur. Bu kapanımlar birbiri ile ardalanmalı olarak sıvı kapanımcıca zengin ve sıvı kapanımcıca fakir paralel şeritleri meydana getirecek şekilde sıralanırlar ve şevron yapılarını meydana getirirler (Warren, 2006). Şevron yapıları sığ

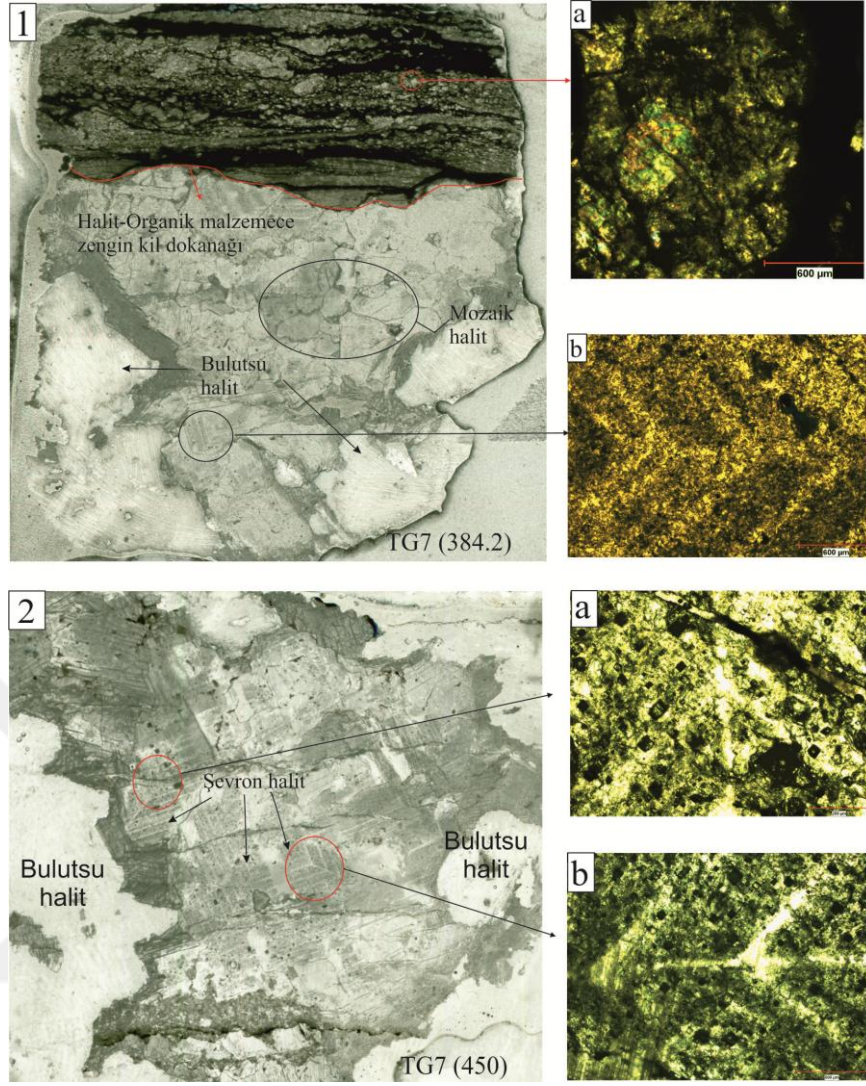
derinliklerde (0-1m) halitce doymun sularda akıntı ve rüzgar etkilerinden uzak evaporasyon ortamlarda oluşur (Warren, 2006) (Şekil 5. 2).

Makroskopik incelemelerde belirlenmiş olan bir diğer birincil yapı, birkaç santimetre kalınlığa sahip laminalar oluşturacak şekilde tabandan tavana doğru rekabetçi büyümeyle dikey yönde kristallenmiş halitlerdir (Şekil 5. 4b). Bu birincil rekabetçi halit mineralleri oluşumu esas olarak tuzlu sudan doğrudan birincil çökeltme ile meydana gelir. Halitlerde kristal büyümeleri Na-Cl'ca doymun göl suyu tabanından tuzlu su içerisine doğru oldukça hızlı büyüme şeklinde gerçekleşir. Tüm bu birincil yapıların sıvı kapanımca zengin olması sığ su ortamının bir göstergesidir (Pomoni-Papaioannou, 1994).

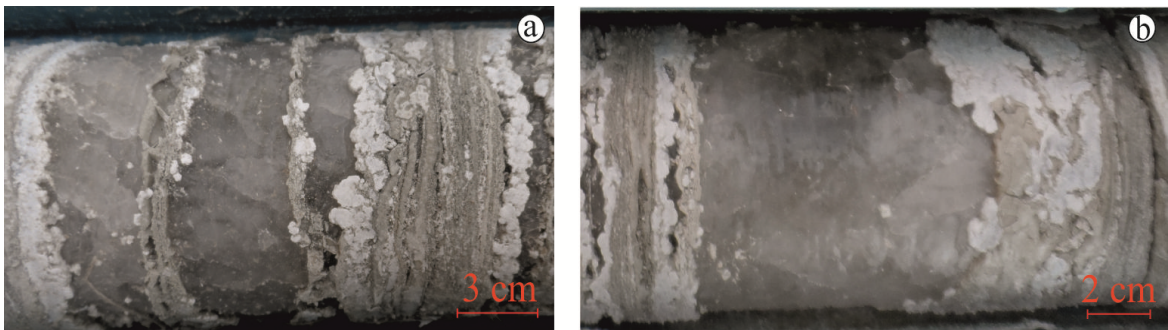
İncelenen numunelerde birincil halit oluşumları oldukça nadirdir. Havzaya ait birincil halitler çökeltim gerçekleştikten sonra havza içerisinde dolaşım halindeki çözelti ile çözünmüşler ve ikincil olarak yeniden çökelmişlerdir. Birincil halitlerin az rastlanılır olmasındaki bir diğer olasılık ise diyajenez etkisi ile halitlerin birincil özelliklerini kaybetmesidir.



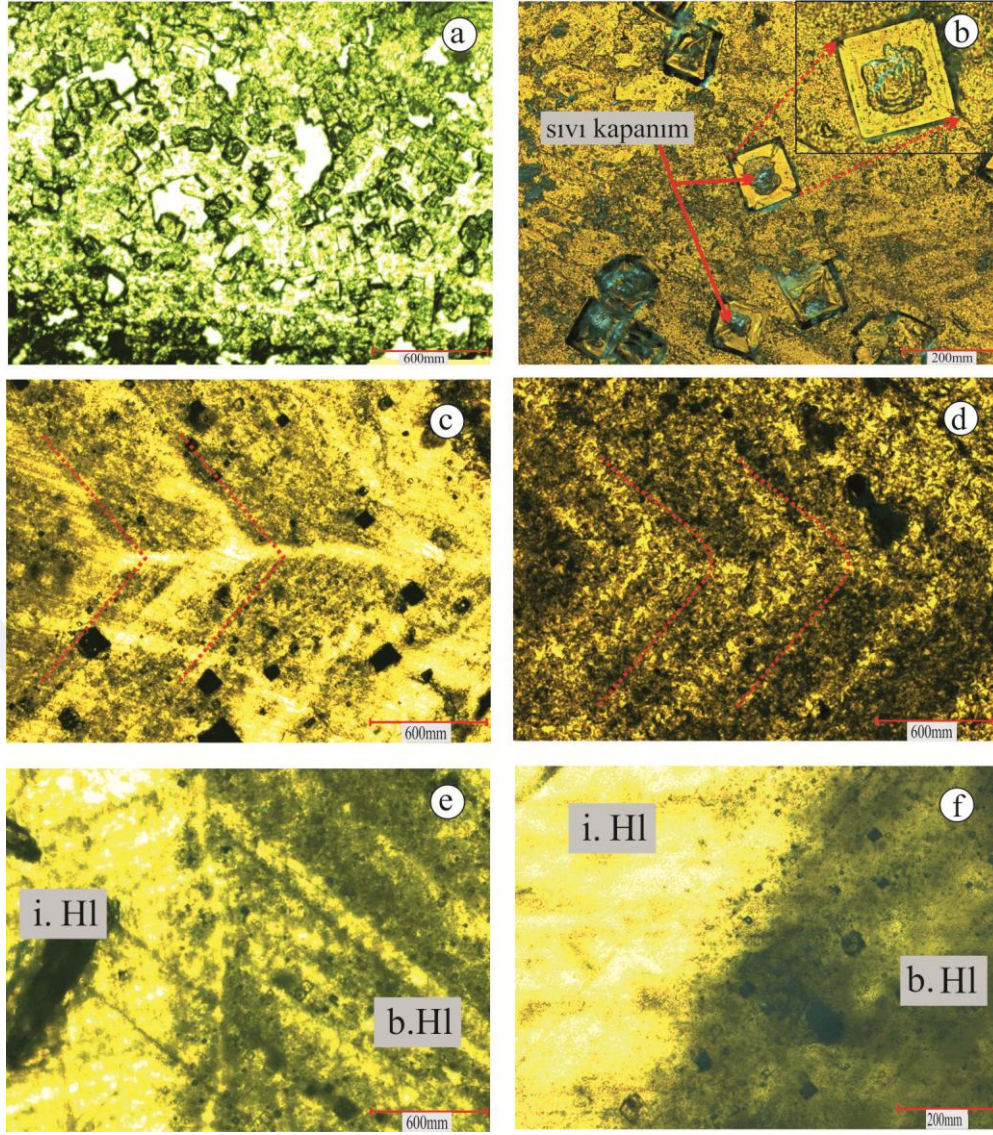
Şekil 5. 2. Birincil ve ikincil halit ve jip minerallerinde gözlenen dokular (Warren, 2006).



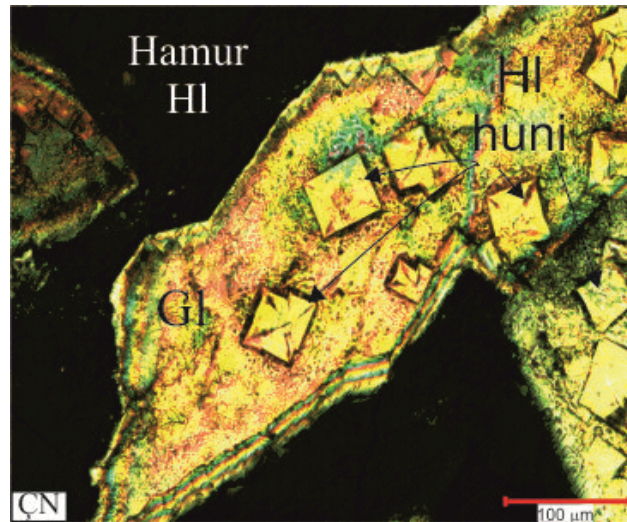
Şekil 5. 3. TG7 sondajından görüntüler: 1) 384.2 m'den alınan numunedeki masif halit, birincil şevron yapısı ve ikincil mozaik dokusu, halit, anhidrit ve kil mineralleri, 1a) Özşekilsiz anhidrit ve kil arıdanması, 1b) Kısmen çözülmüş birincil şevron yapısı, 2) 450 m'den alınan masif halit, 2a, b) Şevron yapısı ve sıvı kapanımları.



Şekil 5. 4. a) Rekabetçi halit kristalleri (TG6 758.4m), b) Bulutsu halit (TG6 763.7m).



Şekil 5. 5. Halitlerin ince kesit görüntüleri, a) Huni yapısı (TG6 708.8 m), b) Huni yapısı (TG6 732 m), c) Şevron yapısı (TG7 455m), d) Kısmen çözülmüş şevron yapısı, (TG3 384 m) e-f) Kısmen çözülmüş şevron yapısı (TG7 383 m). Hl: halit, b: birincil, i: ikincil.



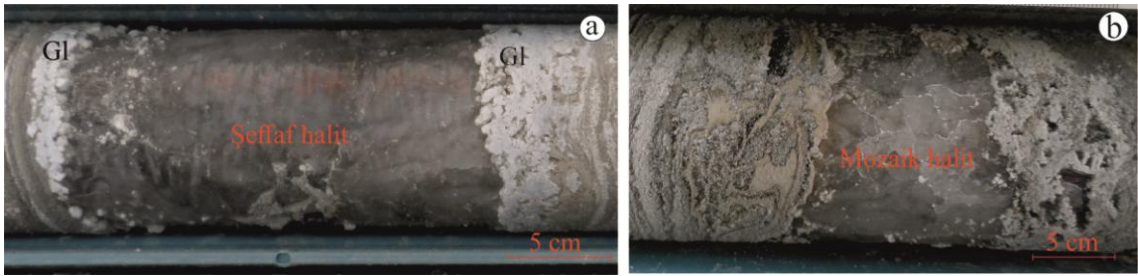
Şekil 5. 6. Globberit minerali içindeki huni yapı halit (TG6 sondajı, 674.7m). Hl:halit, Gl: globerit.

5.1.2. İkincil dokular

Birincil halitlerin daha seyreltik çözeltiler ile çözünüp çözeltilinin tekrar Na ve Cl iyonları tarafından doygun hale gelerek ve halit kristallerinin çökmesi ile ikincil halitler oluşmuştur. Şeffaf, masif ikincil halit çökelleri oldukça yaygındır (Şekil 5. 7a). Diğer ikincil halitler ise mozaik dokulu (Şekil 5. 3-1; Şekil 5. 7b) ve lifsi halitlerdir.

Şeffaf, masif halit çökelleri el örneklerinde şeffaf kalın bantlar veya tabakalar şeklinde gözlenmiştir. Bu seviyelerin alt ve üst dokanaklarında genellikle bağırsak yapılı globerit veya anhidrit çökelleri bulunur (Şekil 5. 7a). Bu halitlerin bir diğer belirgin özelliği ise hemen hemen hiç sıvı kapanım içermemeleridir. Şeffaf, masif ikincil halit tabakaları, su basması veya yeraltı suyu girişleri ile birincil tabakalı bulutsu halitin çözünüp yeniden kristallenmesi ile oluşmaktadır (Shearman, 1970).

Halit çökelim seviyeleri arasında sıkça gözlenen diğer bir ikincil doku ise mozaik dokudur (Şekil 5. 7b). Bu doku erken diyajenez esnasında gömülmenin etkisi ile meydana gelen sıkışma ve basınç sonucu halit kristallerinin kenar ve köşelerinden itibaren çözünüp yeniden kristallenmesi ile meydana gelir (Warren, 2006). Bu çokgen mozaik dokular, eski tabakalı halit çökellerinde diyajenetik süreçlerle ilişkili olarak yaygın şekilde bulunur (Spencer ve Lowenstein, 1990).



Şekil 5. 7. İkincil halitlere ait görüntüler, a) Şeffaf halit ve bağırsak yapılı globerit (TG6 728.1m), b) Mozaik dokulu halit (TG6 336 m).

Bazı halitli seviyelerde ise ikincil ve birincil halitler bir arada gözlenmiştir (Şekil 5. 5e,f). Öncelikle, şevron dokusu gösteren bir halit kristali büyüme izlerinin uç kısımlardan itibaren çizgiselliğini kaybetmiş ve ikincil bir halit mineraline dönüşmüştür (Şekil 5. 5f). Birincil halitin çözünmesinde etkili olan mekanizma, kılcal çatlaklar boyunca ilerleyen çözeltilerdir. Diyajenez ise, birincil ve ikincil dokuların birlikte gözlenmesine neden olan bir diğer mekanizmadır. Gömülmenin erken aşamalarında, mozaik halit yamaları ile birincil halit minerallerine ait doku veya yapılar birlikte

gözlenebilir, ancak diyajenezin artması birincil halitlere ait dokuların tamamen yok olmasına ve ikincil kristal büyümelerinin hâkim olmasına neden olur (Schreiber ve ark., 1976). Hardie ve ark. (1985) Kanada'nın Devonian Prairie evaporiti ve Permiyen Salado evaporitinde, birincil halitte gözlenen "şevron" yapısı ile sığ derinliklerde gömülmeyle meydana gelmiş ikincil halitlerde gözlenen "mozaik" yapısının bir arada bulunduğunu ve bunların yamalı bir görünüme sahip olduklarını belirtmiştir. Köpük yapısının deneysel olarak halitin yeniden kristalleştirilmesiyle oluştuğu ve birincil izlerin tamamen kaybolmasına neden olduğu, birincil dokuyu tamamen tahrip eden bu yapının aynı zamanda gömülme ile gelişen ikincil kristalleştirmenin de işaretçisi olduğu belirtilmiştir (Hardie ve ark., 1985).

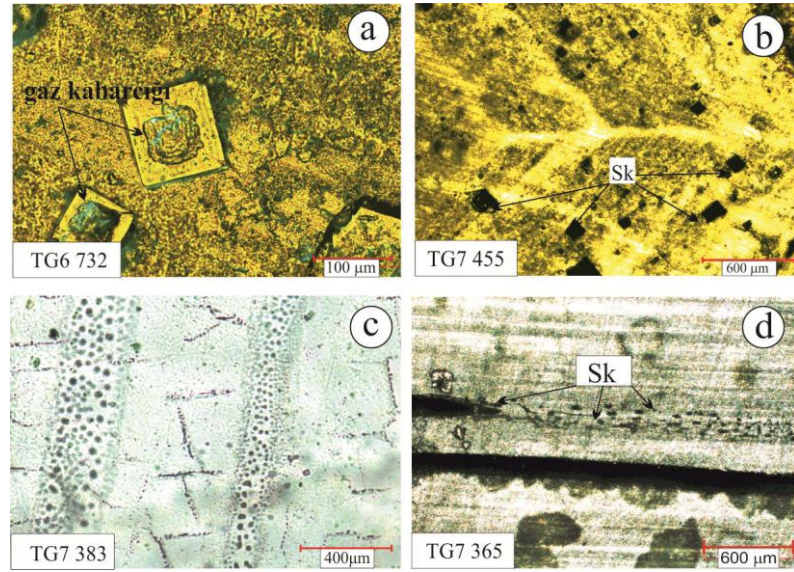
Tüm bu ikincil halit oluşumlarına ilaveten SEM incelemelerinde ikincil lifsi halitlerde tespit edilmiştir. Bu halitlerle ilgili detaylı bilgi SEM incelemeleri bölümünde verilmiştir.

5.2. Halitlerde Sıvı Kapanım İncelemeleri

Halit kristallerinde belirlenen sıvı kapanımlar birincil kapanımlar ve ikincil kapanımlar olmak üzere iki başlık altında açıklanmıştır.

5.2.1. Birincil sıvı kapanımlar

Huni yapılarının merkezinde bulunan birincil sıvı kapanımları, birincil sıvı kapanımların en karakteristiğidir. Bu kapanımlar huni şekilli halit kristallerinin su-yüzey gerilimini aşır suya gömülürken bir miktar çözeltinin bu kristallerin tepe kısımlarında hapsolması sonucu oluşmuşlardır (Warren, 2010). İncelenen birçok birincil huni yapıları halit kristallerinde bu sıvı kapanımlara belirlenmiştir (Şekil 5. 8a). Şevron yapısının oluşumunda önemli rolü olan birincil sıvı kapanımlar halit kristallerinin büyümesi esnasında kristalin büyüme yüzeylerine paralel gelişirler ve birincil çökeltimeden oluşan çözeltinin özellikleri bu kapanımlar içinde barındırılır (Şekil 5. 8b,c). İncelenen örneklerde belirlenen bir diğer birincil kapanım ise halit kristallerinin kübik kristaller şeklinde büyümeleri esnasında kristal büyüme yüzeylerine paralel gelişmiş kapanımlardır (Şekil 5. 8d).

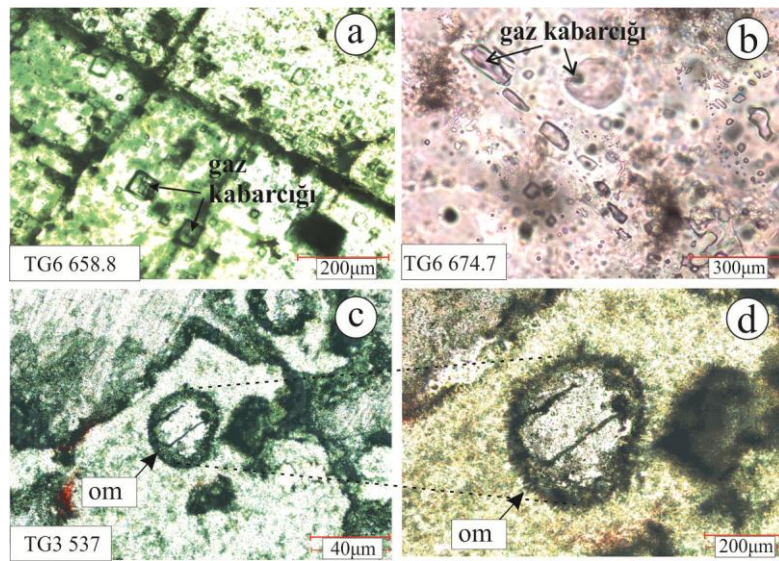


Şekil 5. 8. Halit kristallerinde sıvı kapanım görüntüleri; a) Birincil huni yapılı halit içinde gaz/sıvı kapanımı, b,c) Şevron yapısını oluşturan sıvı kapanımlar ve d) Kristal büyüme yüzeyine paralel gelişmiş sıvı kapanımlar. Sk: Sıvı kapanım.

5.2.2. İkincil sıvı kapanımlar

İkincil sıvı kapanımlar yukarıda bahsedilen birincil kapanımların tersine geliştiği güzel dağılmış olarak gözlenir, kristalin büyüme yüzeyini, dilinim veya eksen gibi parametrelerine paralel veya düzenli yerleşim yoktur (Şekil 5. 9a,b).

Sıvı kapanımlarda belirlenen bir diğer özellik ise kapanımlar içine hapsolmuş organik malzeme kalıntıları ve çubuksu bakterilerdir (Şekil 5. 9c,d).



Şekil 5. 9. Halit kristallerinde sıvı kapanım görüntüleri; a,b) Rastgele yerleşmiş sıvı kapanımlar ve c,d) Sıvı kapanım içinde gelişmiş çubuksu bakteri. Om: organik malzeme.

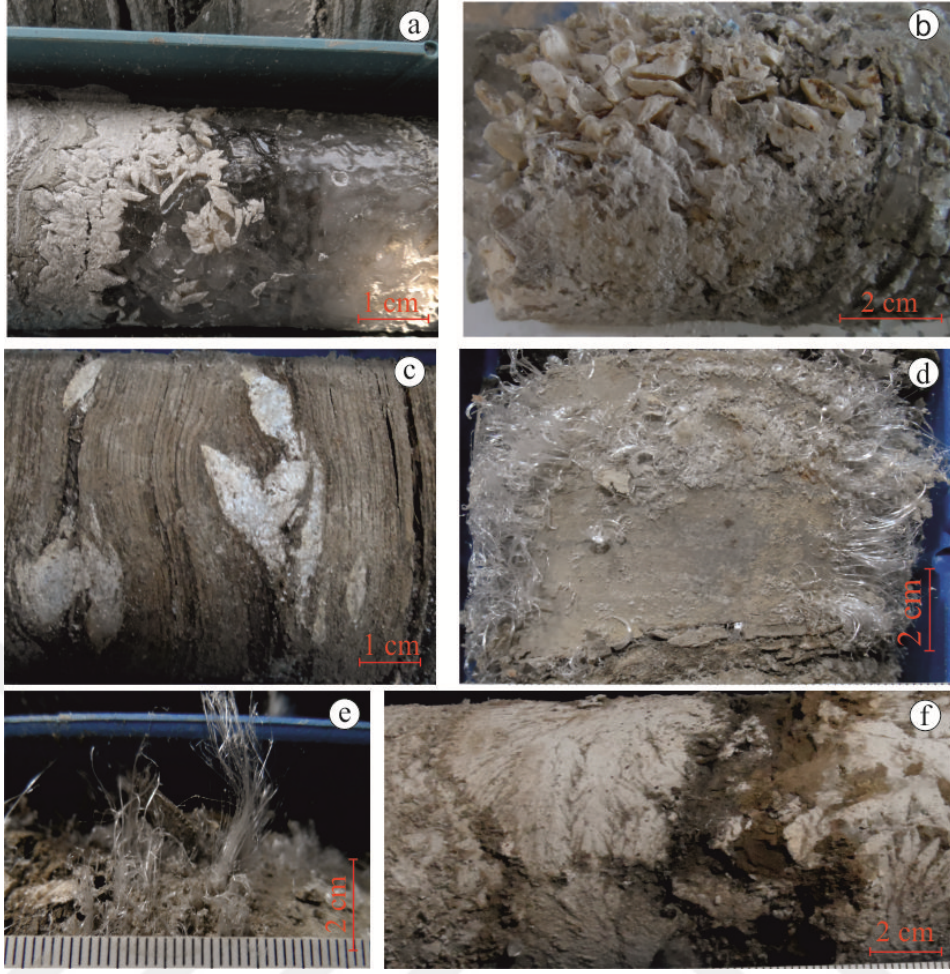
5.3. Diğer Evaporit Minerallerinin Mineralojik ve Petrografik Özellikleri

Sondajlarda halit minerali ile birlikte sıklıkla gözlenen evaporit mineraller;

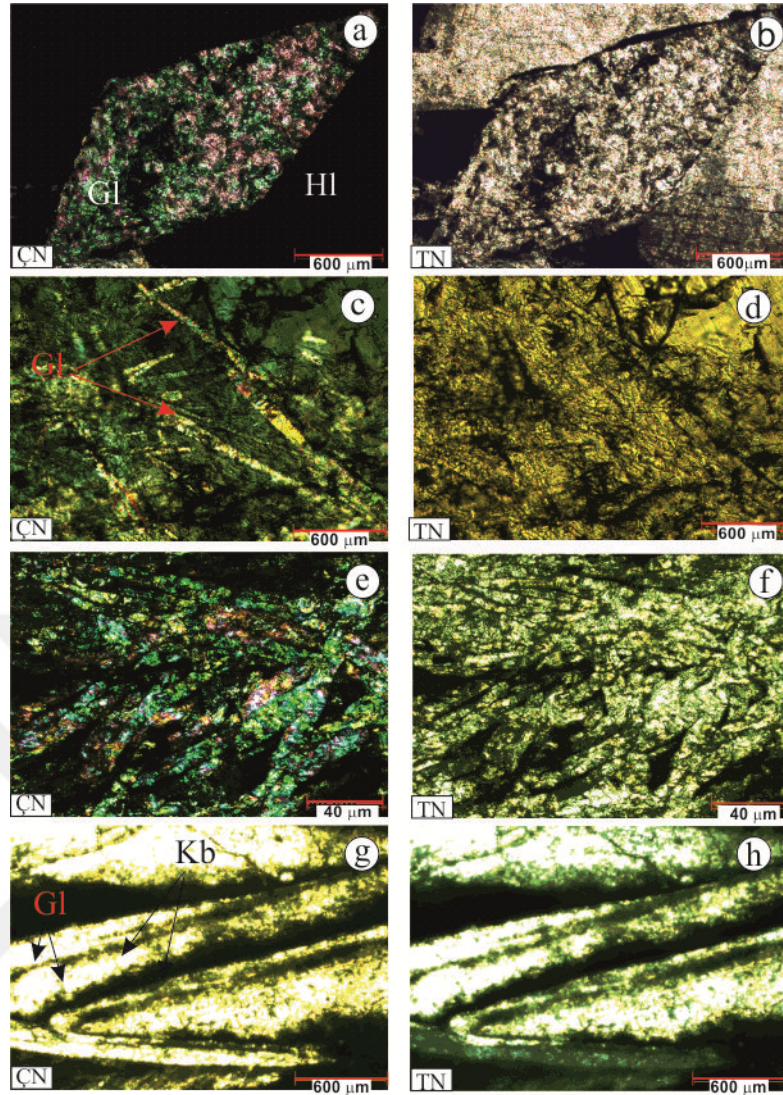
Sülfatlar grubundan globerit ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$), anhidrit (CaSO_4), jips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ve nadiren epsomit ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), tenardit (Na_2SO_4), blödit ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), löveyit ($\text{Na}_{12}\text{Mg}_7(\text{SO}_4)_{13} \cdot 15(\text{H}_2\text{O})$) ve ögesterrit $\text{Na}_4\text{Ca}(\text{SO}_4)_3 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$.

Karbonatlardan ise, manyezit (MgCO_3), dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) ve kalsit (CaCO_3) mineralleridir.

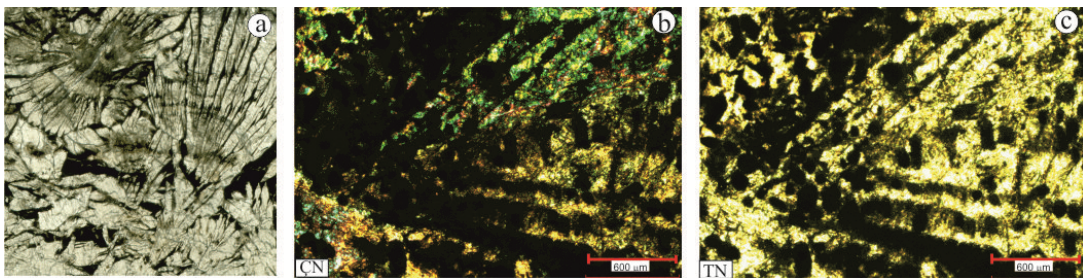
Globerit minerali çalışma alanının kuzeybatı ve kuzeydoğusunu temsil eden sondajlarda sıklıkla halit minerali ile birlikte gözlenir. Globerit, halit mineralinin yanında anhidrit, jips, manyezit, dolomit ve kil mineralleri ile birlikte gözlenmiştir. Globerit özşekilli (monoklinik) kristaller, mızrak, lifsi ve salkım formlarında gözlenmiştir (Şekil 5. 10). Mikroskopik incelemelerde ise, çift nikolde 3. seri girişim renkleri karakteristik olup iri özşekilli fenokristaller yanında iğnemsî formlarda da gözlenmiştir (Şekil 5. 11a-f). Globerit minerallerinin kristal boyutları her seviyede değişim göstermektedir. Bazen 2-3 cm ve daha büyükken bazende sadece birkaç mm'dir. Bazı örneklerde globerit minerallerinin kristal yapısı içinde konsantrik kil bantları belirlenmiştir (Şekil 5. 11g,h). Kirli globeritler su tabanında sediman-su ara yüzünde killerin havzaya girişi esnasında sinsedimanter koşullar altında oluşmaktadırlar (Salvany ve ark., 2007). Killi seviyelerde sıklıkla gözlenen bir diğer yapı ise lens veya lentiküler kristal büyümeleridir (Şekil 5. 12a). Bu globeritler buldukları ortamın organik madde içeriği ve ortam sıcaklığı ile ilişkili olarak şekillenebilir (Cody ve Cody, 1988) (Şekil 5. 12a). Kil ve karbonatça zengin seviyelerde bulunan globerit kristalleri pelletler de içermektedir. Pelletler globerit kristalleri içerisinde gelişi güzel dağılmış olarak bulunabildiği gibi kristalin merkezinde ya da kristal büyüme yüzeylerine paralel olarak geliştikleri de belirlenmiştir (Şekil 5. 12b,c).



Şekil 5. 10. TG4 sondajı globerit minerallerine ait görüntüler, a-b) Halit hamur içinde farklı büyüklüklerde özşekilli globerit mineralleri, c) Kil laminaları arasında özşekilli globerit mineralleri, d-e) Lifsi globerit ve f) Salkım yapısı.



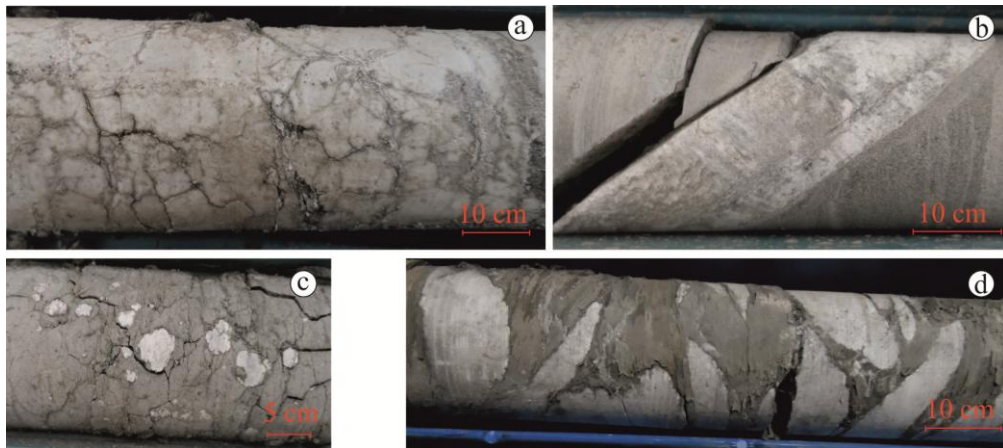
Şekil 5. 11. Evaporit minerallerinin tek ve çift nikol görüntüleri: a-b) Halit hamur içinde öz şekilli globerit (TG7, 434 m); c-d) Halit hamur içerisinde iğnemi globerit (TG7, 813.9 m), e-f) Sedimentasyona paralel çökelmiş özşekilli globerit mineralleri (TG7, 819 m), g-h) Killi seviyeler içinde gelişen globerit ve kristalin büyüme izleri boyunca yerleşmiş kil (TG10, 1262.4 m). Gl: globerit, Hl: halit, Kb: kil bandı.



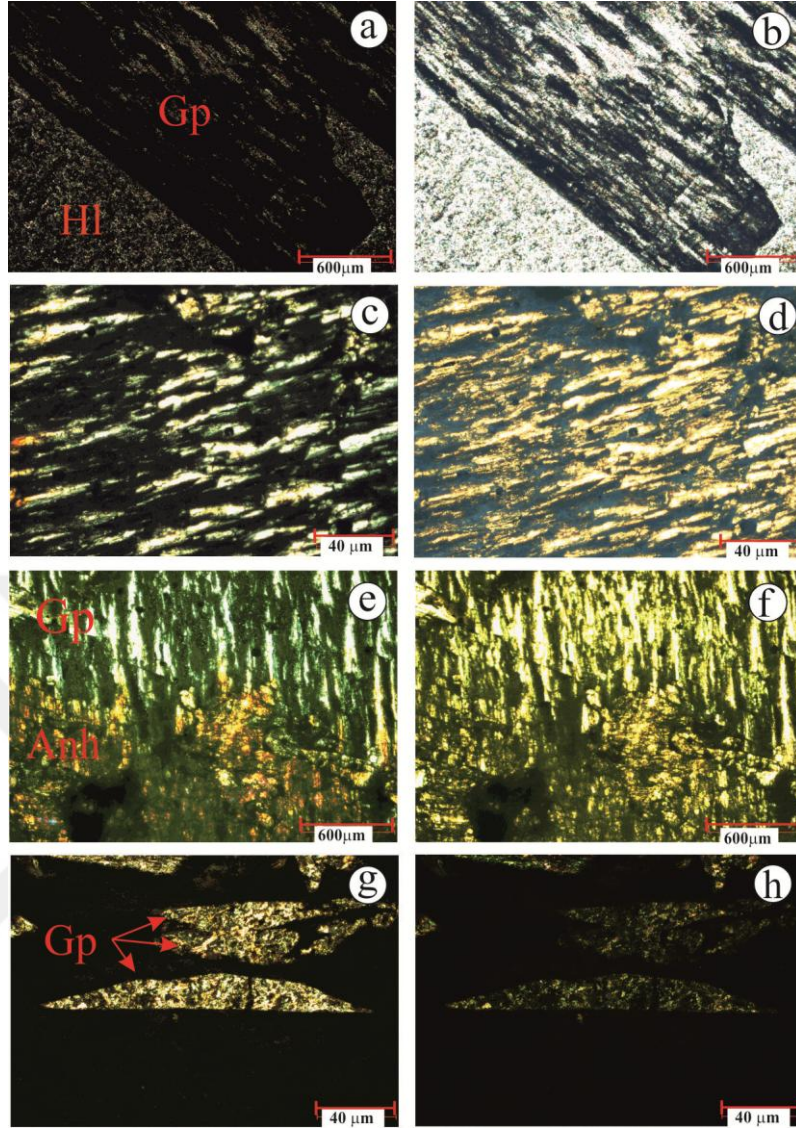
Şekil 5. 12. Katrandedetepe formasyonuna ait globerit mineralinin tek ve çift nikol ince kesit görüntüleri a) Işımsal globerit (TG10, 272.3 m), b-c) Merkezinde ve kristal büyüme izlerinde pellet içeren globerit (TG6, 640.7m).

Jips minerali sondaj karotlarının özellikle yüzeye yakın seviyelerinde sıkça rastlanılan bir diğer sülfat mineralidir. İnceleme alanının güney ve güneydoğusunu

temsil eden sondajlarında ise sadece yüzeeye yakın değil, tüm seviyelerinde jips minerali tespit edilmiştir. Jips bantlarının/tabakalarının kalınlıkları cm'den dm'ye kadar değişir. Sondajların yüzeeye yakın, sığ seviyelerinde kalın tabakalı jips seviyeleri arasında; masif, lifsi, yumrulu ve lens şekilli jipsler tanımlanmıştır (Şekil 5. 13). Selenitik jips, sığ ortamda çözelti içerisinde çökeler, masif jipsler ise daha derin ortamlarda çökelerler (Şekil 5. 13a). Saten spar (lifsi) olarak adlandırılan ve mikro-kristal jipslerin uzunluğu 10-15 cm'den birkaç mm'ye kadar değişmektedir ve çoğunlukla çatlak duvarlarına dik olarak büyümüşlerdir (Şekil 5. 13b; Şekil 5. 14b-f). Selenitik jips kristalleri genelde sondajların üst kesimlerinde gözlenirken, derinlere doğru selenitik yapılı jipsler kaybolmuş yerini lifsi yada masif jipse bırakmıştır (Şekil 5. 14a-f). Satinspar oluşumu, aktif hidrolojik sistemlerde kırık ve boşluk oluşumu ile bağlantılıdır. Satinspar ile doldurulmuş kırıklar, yükselme ve tuz çözünmesi, yükselme ile ilişkili çökme yapılarının oluşması veya anhidritin jipse dönüşmesiyle bağlantılı hidrolik kırılma olarak tanımlanan prosesler ile ortaya çıkan boşluk ve kırıkların oluşumu ile bağlantılıdır. Bu kırık ve boşluklardaki satinspar jipsler, ya açık kırıklarda pasif süreçlerle veya CaSO_4 'ca doymuş artezyen sularının aşırı basınç etkisi altında aktif süreçler ile oluşabilir (Cosgrove, 2001). Killi ve karbonatlı seviyeler içerisinde yaygın olarak jips yumruları ve mercekleri gözlenmiştir (Şekil 5. 13c,d; Şekil 5. 14g,h). Jips yumruları, birimler arasında çözeltinin dolaşımı esnasında Ca-SO_4 'ce doymunluğa ulaştığı seviyelerde jips mineralini çökmesi ile meydana gelmiştir. Mercek ve mızrak şekilli jipsler içinde buldukları birimin organik madde içeriği ve ortam sıcaklığı ile ilgili olarak değişkenlik gösterir ve sıcaklık ve organik malzemedeki artışıyla birlikte merceksi yada lentiküler yapı sergilerler (Cody ve Cody, 1988) (Şekil 5. 2).



Şekil 5. 13. Jips oluşumları, a) Masif jips (TG6), b) Lifsi (satin spar) (TG6), c) Jips yumruları (TG3) ve d) Jips mızrakları (TG3).

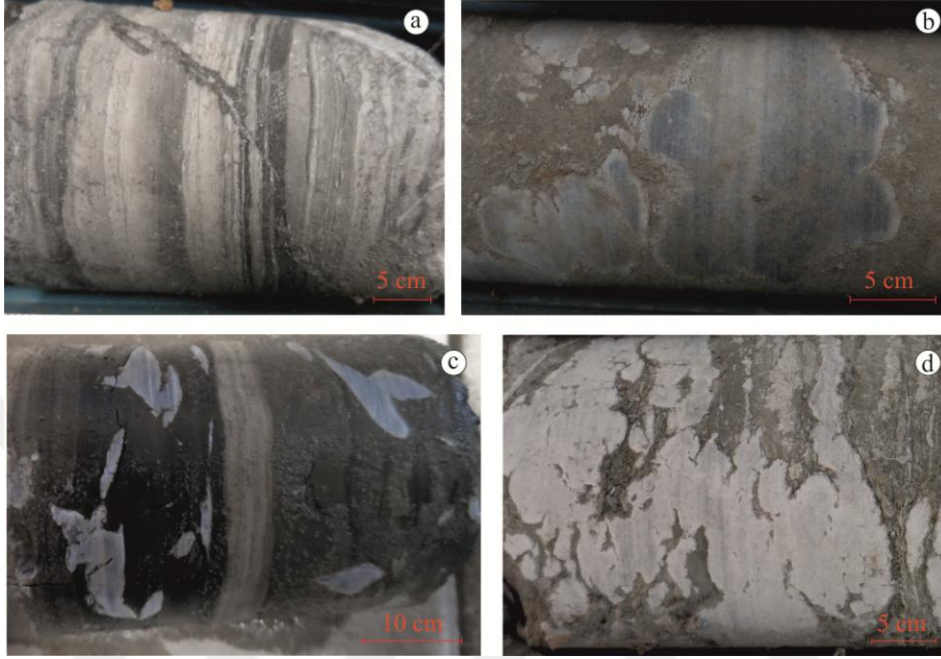


Şekil 5. 14. Jips ve anhidrit minerallerinin ince kesit görüntüleri, a-b) Selenitik jips (TG7 846.6m), c-d) Satin spar jips (TG7 846.6m), e-f) Jips-anhidrit dönüşümü (TG7 846.6m) g-h) Jips merceği (TG7 818 m) Anh: anhidrit, Gp: jips, Hl: Halit.

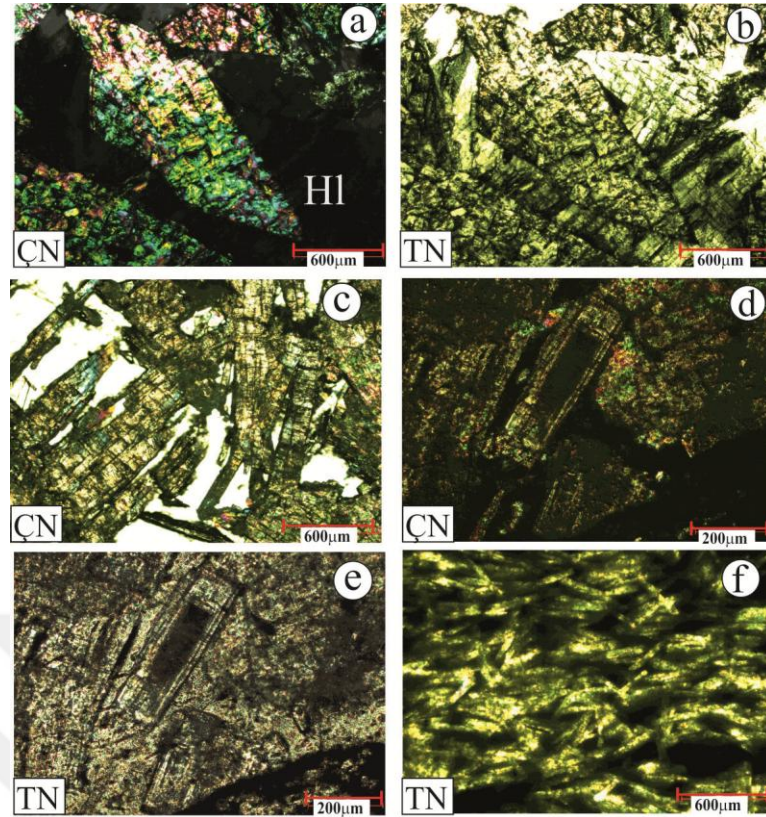
Anhidrit, çalışma alanında yer alan tüm sondajlarda en yaygın olarak bulunan minerallerden biridir. Anhidrit minerali sondajlarda oldukça farklı yapısal ve dokusal özellikler göstermiştir. Anhidrit çökellerinin kalınlıkları mm'den cm'ye kadar değişir ve anhidritli seviyeler sıklıkla jips, karbonatlar (manezit ve dolomit yer yer kalsit) ve halit ile ardalanmalı olarak bulunur. Anhidrit minerali masif, anhidrit yumrusu, bağırsak yapısı ve mızrak, iğnemsî ya da mercek şeklinde gözlenir (Şekil 5. 15a-d). İğnemsî anhidrit mineralleri artan evaporasyonla ilişki olarak kristallenir. Bağırsak ve küresteli (chickenwire) yapıları jips arenit ve jips taşı olarak tanımlanan seviyelerin çözünüp bir akışkan gibi hareket etmeleri ile oluşur (Warren, 2006). Bu devinim ve yeniden çökme

proseslerinde sıklıkla gözlenen bir diğer yapı ise anhidrit yumrularıdır. Anhidrit yumrularına sondajların hemen hemen her seviyesinde rastlanmakla beraber, killi ve karbonatlı tabakalarda daha yaygın olduğu gözlenmiştir (Şekil 5. 15b). İnce kesitlerde ise, iri özşekilli prizmatik anhidrit mineralleri tipik iki yönlü dilinim izleri ve yüksek girişim renkleri ile diğer evaporatif minerallerden kolaylıkla ayırt edilir (Şekil 5. 16a-f). Prizmatik kristaller farklı tane büyüklüklerine sahiptir. İri anhidrit kristalleri genellikle halit, kil ya da karbonat hamur içerisinde fenokristaller halinde bulunurken, küçük levhamsı anhidrit mineralleri tabakalanmaya paralel yönde çökelmiştir (Şekil 5. 16e). Bu durum, birimler içerisinde Ca-SO₄'ca doymuş çözeltinin sürekli dolaşım halinde olduğunu belirtir. Jips ve anhidrit minerallerinin oluşum ortamı birlikte değerlendirildiğinde öncelikle birincil jips güncel sedimanter havzalarda özellikle sabhkalarda anhidrite göre daha fazla çökelirken anhidritin doğrudan çökelişi evaporasyonun aşırı olduğu ortamlarda gerçekleşebilir (Zen, 1965; Hardie, 1967; Shearman, 1985). Anhidrit genellikle diyajenetik bir ürün olarak yorumlanır ve mikrokristalin jipsarenitin dehidrasyonundan meydana gelmiş anhidritin öncüsüdür (Murray, 1964; Holliday, 1970). Testa ve Lugli (2000), anhidrit yumruları için olası bir alternatif hipotez önermiştir. Bu hipotezde ilk tamamlanmış dehidrasyon-hidrasyonun döngüsünde, anhidritik kalıntılardan yoksun mikrokristalin jips nodülleri oluşur. Muhtemelen tuzlu ve/veya sıcak suyun dolaşıma katılmasıyla ikinci bir dehidratasyon evresi kısmen hidratlanmış nodüllerin oluşumuna neden olur. Bu dokular, mikrokristalin jips, jipsarenitler ve jips laminaların dehidrasyon-hidrasyonuyla oluşturulur. Nodüler anhidritler açık bir şekilde yer değiştirmeyi işaret eder ve kılcal damarlardan meydana gelen bu yer değiştirmede halit ile olan yakın ilişkisinin de dikkate alınması gerektiği belirtilmiştir (Shearman, 1966; Holliday, 1970). Nodüllerin killi ve karbonat katmanları ile birlikte görülmesi, karasal etkilere maruz kalmayla bağlantılı olarak erken bir diyajenetik özellik olarak değerlendirilir. Nodüler-bağırsak yapılarının sabkha ortamlarında jipsarenit ve mikroselenit litofasiyeslerinin değişim ve dönüşümüne bağlı çökelimler olduğu ileri sürülmektedir (Shearman, 1966; Holliday, 1970). Kil ve organik materyalce zengin seviyelerde sıklıkla lens ve lentiküler yapılar gelişir. Cody ve Cody (1988) laboratuvar çalışmalarında düşük organik malzemeli seviyelerin sıcaklığın kristal morfolojisi üzerindeki değiştirici etkisinin varlığını bastırıldığı belirlenmiştir. Organik malzemenin artırılması durumunda ise ikincil, ikiz yüzeyleri lentiküler yapıların gelişerek gül yapısı adı verilen agregatlar şeklinde kompleks çekirdeklenme meydana geldiği belirtilmiştir. Kristal yapıda meydana gelen bu tür morfolojik değişiklikler,

organik bileşiklerin yüksek derecede emiliminin bir sonucu olarak yorumlanır ve sebebi olarak ise, organizmaların kolayca bağlanabileceği Ca^{2+} iyonlarının varlığı ve bağlanma sonucu minerallerin kendine özgü kristal yüzeyleri oluşturmaları olarak belirtilir (Aref ve ark., 1999).

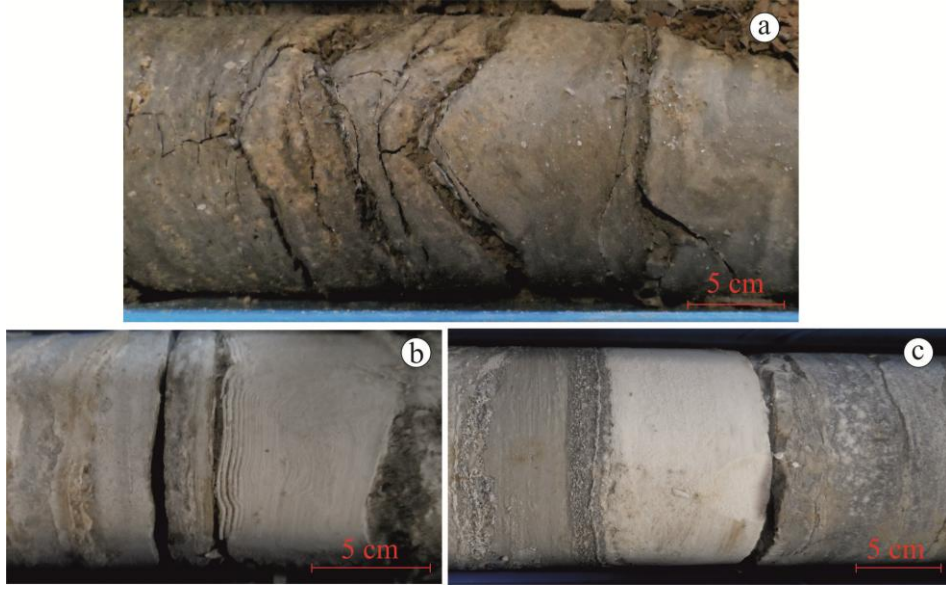


Şekil 5. 15. Anhidrit mineralinin farklı dokusal ve yapısal özellikleri, a) Bantlı anhidrit (TG7), b) Anhidrit yumrusu (TG7), c) Lensoidal jips ve mızrak yapıları (TG1) ve d) Bağırsak yapısı (TG6).

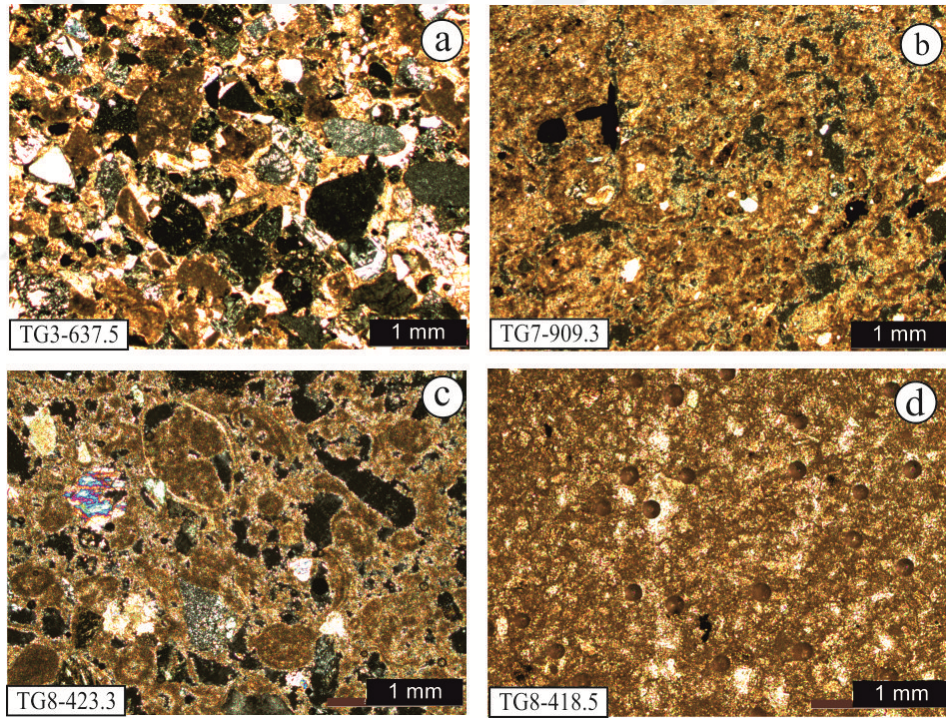


Şekil 5. 16. Jips-anhidrit minerallerinin tek ve çift nikol görüntüleri, a-b) Halit hamur içinde özşekilli anhidrit minerali (TG7 383 m), c) Halit hamur içinde tabuler anhidrit mineralleri (TG6 361.5 m), e-f) Merkezinden itibaren çözülmüş anhidrit (TG7 592.3 m), g) prizmatik anhidrit kristalleri (TG7 290.7 m), HI: halit.

Dolomit, manyezit nadiren de kalsit incelenen örneklerde rastlanılan karbonat mineralleridir. Çoğunlukla gri renkte gözlenen dolomit, sondajların orta seviyelerde daha yaygındır, manyezit ise krem renklidir ve daha alt seviyelerde bulunur (Şekil 5. 17). İnce kesitlerde incelenen kumtaşlarının bir kısmının da karbonat çimentolu olduğu belirlenmiştir (Şekil 5. 18a). Ayrıca kireçtaşlarının bir kısmında fosil kavrıkları ve pelletler tespit edilmiştir (Şekil 5. 18b-c). Karbonatlı mineraller genellikle mikritik dokuda olup, istiflenmeye paralel olarak çökelmişlerdir (Şekil 5. 18d). Bu minerallerin oluşturduğu çökellerin kalınlıkları birkaç mm'den birkaç dm'ye kadar ulaşmaktadır. Karbonatlar halit, anhidrit, jips, globerit gibi sülfat mineralleri ile ardalanmalıdır. Ardalanmalarda gözlenen açık-koyu renkler mevsimsel geçişle ilişkili olup, koyu renkli killi birimler yağışlı sezonları temsil ederken, açık renkli evaporitik çökeller kurak sezonu temsil etmektedir. Paralel yapılar ise ortamın su bileşenindeki doygunluk düzeyinin zamanla değiştiğini ve ortamın duraylı olduğunu gösterirken, ağsal yapılar akıntı, rüzgâr ve fırtına gibi etmenlere maruz kalınarak su seviyesinde değişim meydana geldiğini işaret eder.



Şekil 5. 17. İncelenen karotlarda dolomit ve manyezit tabaka ve laminaları, a) Masif dolomit (TG2) b) Manyezit laminaları (TG3) ve c) Manyezit tabakası (TG3).



Şekil 5. 18. Karbonat minerallerinin tek ve çift nikol görüntüleri. a) Karbonat hamur dolgulu kumtaşı, b-c) Fosil içeren kireçtaşı, d) Mikritik kireçtaşı.

5.4. XRD İncelemeleri ve XRD verilerine dayalı mineralojik tanımlamalar

İncelenen numunelerin mineralojik bileşiminin tanımlanması amacıyla X-ışınları difraktogramları (XRD) çekilerek mineralojik bileşimleri ve mineral türleri belirlenmiştir (Çizelge 5. 2).

Çizelge 5. 2. XRD analizi yapılan numune sayıları.

Sondaj Numarası	XRD yapılan Numune Sayısı
TG3	43
TG4	23
TG6	68
Toplam	134

Yapılan XRD incelemelerine göre belirlenen evaporasyonla ilişkili mineral grupları karbonat, sülfat ve klorür grubu minerallerdir. Bu minerallerin yanında, çoğunlukla havzaya taşınma ile ilişkili olarak kısmen kimyasal çökeltim kökenli minerallerle aralanmalı ve/veya havza evrimi ile ilişkili olarak silikat minerallerinden kil mineralleri (simektit, illit, kaolinit, sepiyolit), feldispat, kuvars, mika mineralleri ve zeolit (analsim) tespit edilmiştir.

XRD incelemelerine dayanarak, halit çökellerinin çalışma alanının genelinde yayılım gösterdiği, çalışma alanının kuzeyinde daha çok olduğu güneyine doğru ise azaldığı belirlenmiştir. Ayrıca XRD incelemelerinde elde edilen bir diğer önemli sonuç halit mineralinin çalışma alanı içinde en yaygın bulunan mineral olduğudur. Halit, saf halde veya diğer minerallerle birlikte çökelmiştir. Halit mineralinin en sık bir arada bulunduğu mineraller globerit, anhidrit ve jipstir. Bu mineraller yanında, blödit $[\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$, epsomit $(\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O})$, löveyit $[\text{Na}_{12}\text{Mg}_7(\text{SO}_4)_{13} \cdot 15\text{H}_2\text{O}]$, ögestirit $[\text{Na}_4\text{Ca}(\text{SO}_4)_3 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})]$, nadiren de tenardit gibi sülfat mineralleri de çeşitli seviyelerde halit mineraline eşlik etmiştir. Bu mineraller formüllerinden de anlaşılacağı üzere Na^+ , Mg^{2+} ve Ca^{2+} elementlerinin kristal kafesi içerisine farklı oranlarda yerleşmesi ile oluşmuş olan hidrat-sülfat grubu mineraller olup, havzanın değişen kimyası ve evaporasyon oranı hakkında önemli bilgi vermektedir. Halit mineralinin bazı seviyelerde karbonat grubu mineralleri (özellikle manyezit ve kısmen dolomit) ile birlikte bulunduğu yine XRD verilerinden tespit edilmiştir.

Sülfat grubu mineralleri havza içerisinde halitten sonra en yaygın bulunan mineral grubudur. Bu grupta en yaygın gözlenen mineraller ise jips, anhidrit ve globerittir. Bu minerallerle birlikte, blödit, epsomit, löveyit, ögesterit, nadiren de tenardit gibi sülfat mineralleri de çeşitli seviyelerde belirlenmiştir. Blödit, löveyit ve epsomit mineralleri direkt olarak çözültiden çökelebildikleri halde, konyait $[\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}]$ minerali artan evaporasyonla çok kısa bir süre içerisinde suyunu çeşitli oranlarda kaybederek blöдите veya su alarak löveyit minerallerine dönüşebilmektedir. Epsomit minerali ise evaporasyonun son evrelerinde doğrudan çözültiden çökelebileceği gibi, yukarıda isimleri verilen sülfat minerallerinin Na^+ kaybetmesi ile de oluşabilmektedir. Ortamda Mg^{2+} elementinin artışı ile birlikte Mg-sülfat minerallerinin çökelişi gerçekleşmiştir. Bazı durumlarda ise, bir Mg-sülfat minerali olan epsomit mineralinin çökelişi ardından ortama tuzlu suyun girmesi ile birlikte epsomit minerali tersinir bir reaksiyonla blödit/löveyit veya konyait, heksahidrit minerallerine dönüşebilmektedir.

Havzayı en iyi şekilde temsil eden TG3, TG4 ve TG6 sondajlarının XRD incelemelerine dayalı mineralojik bileşimleri aşağıda değerlendirilmiştir;

TG3 sondajı çalışma alanının orta kısmını temsil etmektedir. Bu sondaja ait mineralojik veriler sondajın tabanından itibaren 640-600 metreler arasında yoğun sülfat minerallerin çökelişi gözlenir. 550-500 metreleri aralığında oldukça fazla halit minerali çökelişi söz konusu olup, bu metrelerde blödit, globerit, löveyit gibi sülfat grubu mineraller de tespit edilmiştir. Halit ve sülfat mineral birliğine karbonat grubundan genellikle manyezit minerali eşlik etmiştir. Yukarıya doğru önce anhidritle başlayan ve jipsle devam eden ve ara ara kil ara tabakalanması şeklinde devam eden çökel, dolomit ile de aralanarak yaklaşık 300 metreye kadar devam etmiştir. 290 metreden itibaren ise, manyezit ile başlayan sedimentasyon yukarıya doğru önce anhidrit ve daha sonra jipsle devam eder. Kil ara katkılarda bu seviyelerde tekrar tespit edilmiştir. En üst seviyeleri temsil eden sondajlara ait örneklerde ise, kalsit ve simektit mineralleri baskın mineraller olarak belirlenmiştir (Çizelge 5. 3; Şekil 5. 19; Şekil 5. 20). XRD verilerine dayalı olarak TG3 sondajını tabanından yüzeye doğru yorumlandığında sondajın tabanında karbonatlı kayaçların bulunması ve karbonatlı kayaçların üzerinde sülfat grubu minerallerin varlığı ve üzerine halit mineralinin çökelişi ile tam bir evaporasyon serisini temsil etmektedir. Havzada çözültiden ilk doymuş ve çökelen mineral karbonat grubu mineralleri iken, evaporasyonun ileri aşamasında sülfat grubu mineraller ve son olarak ise klorür tuzları çökelmiştir. Sondajın yukarıya doğru olan devamında ise

(501. metreden yüzeye kadar) Cl^- içeriği giderek azalarak önce dolomit (arakatkılı anhidrit), üzerine dolomit ve (kil ara katkılı) jips çökelişi devam etmektedir. İstif, en üst seviyelerinde simektit içeriği yüksek olan kil tabakalarına geçmiştir. Bu son durum ise, havzayı su basması/tatlı su girişi olması ve/veya havzanın tektonizmaya alçalması ile ilişkili olarak çözelti konsantrasyonunun seyrelmesi böylelikle halit çökelişinin olmaması veya azalması ve sülfatın yeniden konsantre olması ile ilişkilidir. İstifte tespit edilmiş olan löveyit, blödit ve ögesterit gibi Mg-zengin sülfat minerallerinin varlığı çözelti bileşiminin Mg^{2+} elementince zenginleşirken yukarıda açıklandığı gibi yüksek sıcaklık, yüksek tuzluluk koşullarının korunduğunu göstermektedir (Warren, 2006) (Çizelge 5. 3; Şekil 5. 19; Şekil 5. 20).

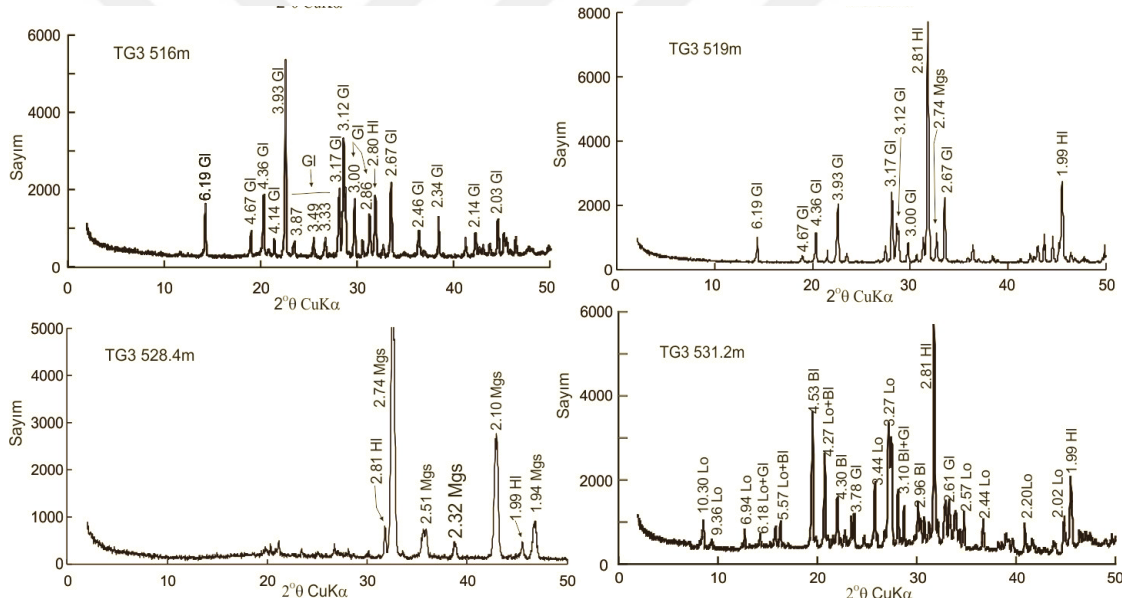
Çizelge 5. 3. TG3 sondajından alınan numunelerin X-Işınları analizi sonucuna göre mineral tür ve içerikleri.

Derinlik (m)	Tüm kaya mineralojik bileşimi (%)
157.0	Sme(94) + Qz(5.9) + Ab(iz)
167.7	Cal(50.5) + İlt(14.9) + Ab(12.8) + Anh(6.6) + Qz(8.4) + Kln(6.7)
177.3	Dol(52.9) + Sme(34.9) + Anh(6.48) + İlt(3.4) + Qz(2.2)
197.7	Gp(100)
208.0	Gp(59.3) + Sme(21.4) + Mgs(19.21) + Qz(iz)
228.5	Gp(100)
251.2	Sme(55.4) + Ab(16.6) + Dol(6.17) + Hl(5.56) + Qz (4.9) + Kln(8.9) + İlt(2.7)
273.5	Anh(94) + Gp(6)
295.5	Mgs(80.32) + Sme(15.9) + Hl(3.65) + Qz(iz) + Kln(iz)
303.7	Anh(29) + Gp(27.5) + Sme(25) + Dol(13.8) + Ög(2.3) + Qz(2.1)
312.3	Gp(61.4) + Sme(28.9) + Anh(9.9)
328.1	Dol(61.9) + Sme(34.5) + Hl(3.6) + Gp(iz)
335.5	Dol(49.5) + Anh(16.7) + Gp(13.5) + Qz(11.4) + Ab(6.6) + Hl(2)
336.0	Gp(100)
356.3	Dol(86.9) + Gp(13) + Hl (iz) + Anh(iz) + Qz(iz)
359.8	Gp(100) + Anh(iz) + Qz(iz) + Hem(iz)
367.5	Gp(39.9) + Sme(33.6) + Dol(21.3) + Qz(5) + Ab(iz)
456.8	Dol(100) + Hl(iz)
467.2	Gp(100) + Anh(iz) + Qz(iz)
479.1	Anh (42.37) + Dol(37.9) + Hl(14.8) + Qz(4.8) + E(iz)
501.6	Hl(100)
503.3	Bl(32.8) + Ög(23.5) + Hl(19.5) + Gl(15.9) + Lw(8)
504.0	Hl(100) + Gl(iz) + Bl(iz)
504.4	Bl(81.6) + Hl(11.7) + Gl(6.6)
507.3	Mgs(55.5) + Gl(39) + Anh(5.4)
509.6	Hl(100)
510.6	Hl(54.7) + Gl(45.2) + Lw(iz)
512.8	Hl(100)
516.0	Gl(76.9) + Anh(12.5) + Mgs(10.5) + Gp(iz) + Qz(iz)
519.0	Hl(67) + Gl(16.8) + Mgs(16.1) + Qz(iz)

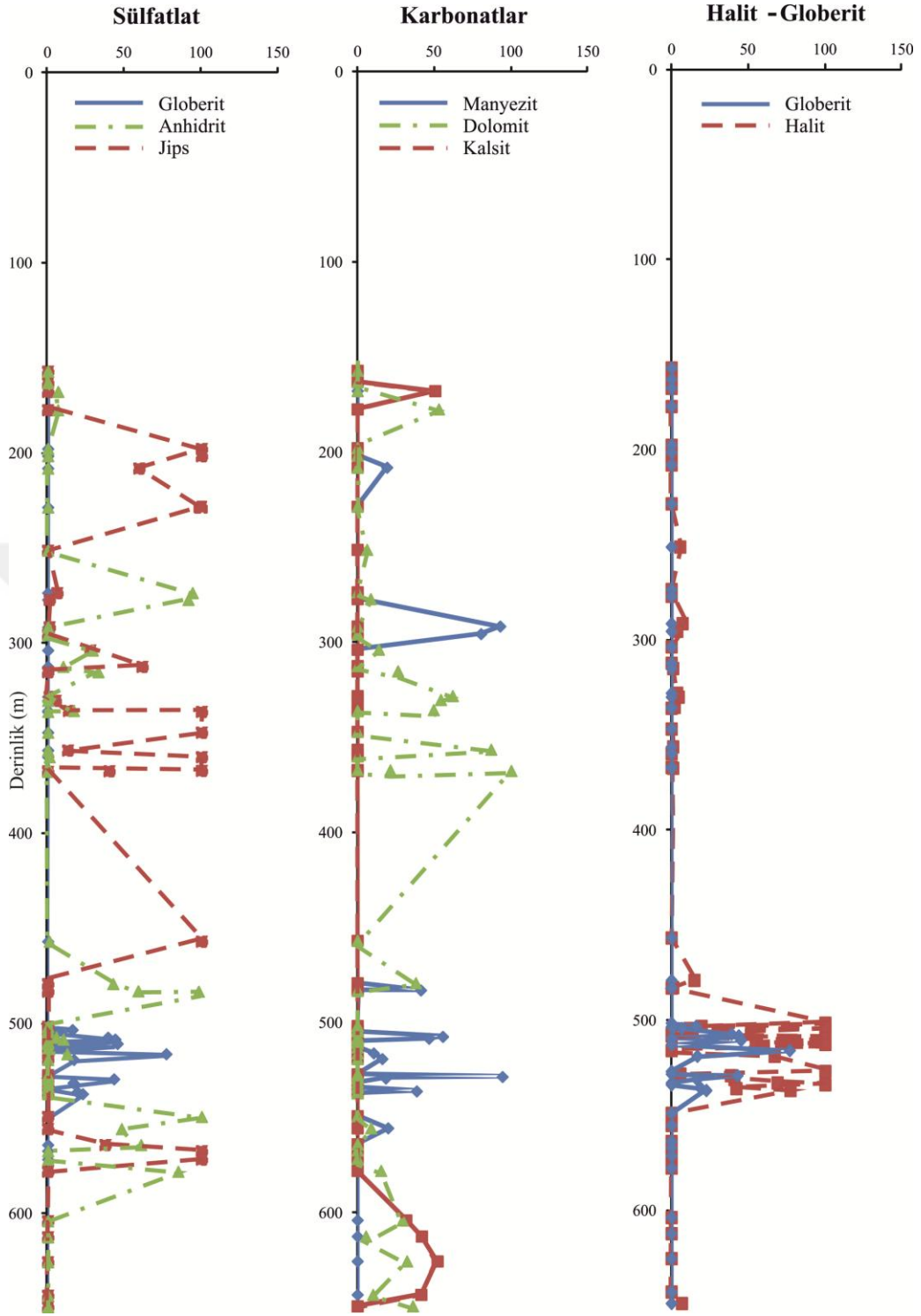
(Çizelge 5.3 devamı)

Derinlik (m)	Tüm kaya mineralojik bileşimi (%)
527.0	HI(100)
528.4	Mgs(94.3) + HI(5.7) + Qz(iz) + Ab(iz)
529.2	Gl(42.9) + HI(38.5) + Mgs(18.4)
531.2	HI(40.85) + BI(34.7) + Gl(16.5) + Lw(7.9)
533.0	HI(68.9) + BI(31) + Ög(iz)
534.0	HI(100) + Gp(iz)
536.0	Mgs(38.5) + HI(42.1) + Gl(19.1)
537.0	HI(77.3) + Gl(22.6)
549.0	Anh(100)
555.4	Anh(47.9) + Mgs (19.9) + Sme(18.1) + Dol(8.8) + Gp(iz) + Qz(5)
571.4	Gp(100)
577.8	Anh(84.7) + Dol(15.3) + Qz (iz)
649.0	Dol(36) + Ab(21.7) + HI(6.7) + Sme(16.8) + Qz(10) + Kln(8.7)

Not: Mineral isimlerinin kısaltmaları: Anh: anhidrit, Ank: ankerit, Anl: analsim, B: blödit, Cal: kalsit, Dol: dolomit, E: epsomit, Fsp: feldispat, Gp: jips, Gl: globerit, HI: halit, I: illit, Kln: kaolinit, Mgs: manyezit, Mnt: montmorillonit, Qz: kuvars, Sme: simektit (blödit, epsomit ve globerit hariç kısaltmalar Whitney ve Evans (2010)'dan alınmıştır).



Şekil 5. 19. TG3 sondajından alınan bazı XRD grafikleri sonuçları (mineral isimlerinin kısaltmaları Çizelge 5. 3'de verilmiştir).



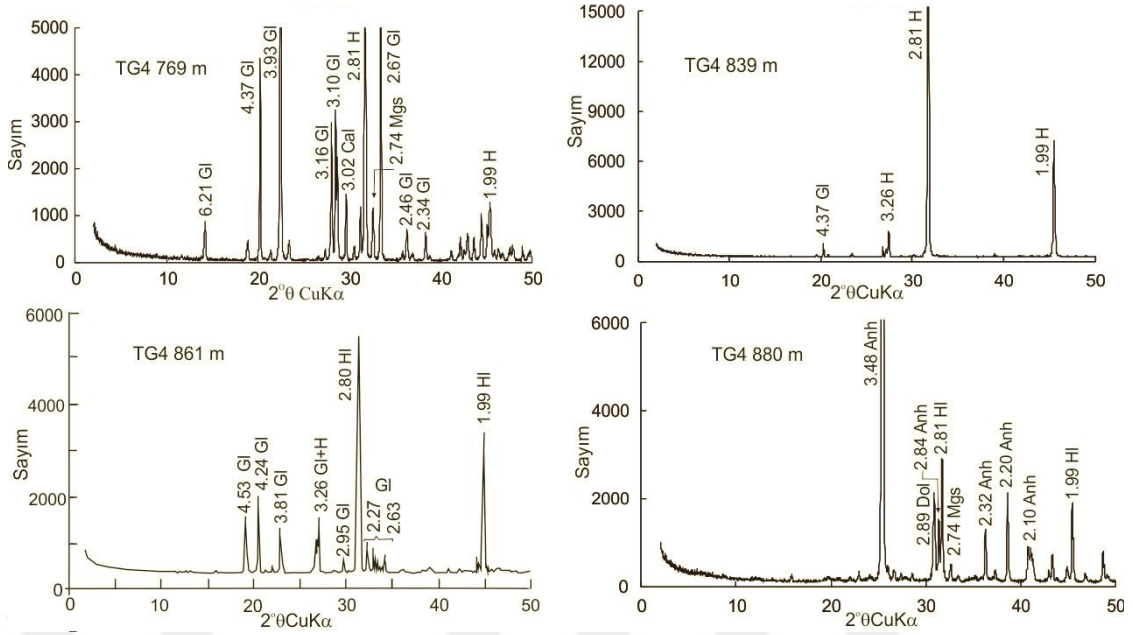
Şekil 5. 20. TG3 sondajından alınan numunelerin analiz sonuçlarına göre mineral içeriklerinin düşey yönde değişimi.

TG4 sondajının üst seviyelerinde (yaklaşık 432 m'ye kadar) alüviyal sedimanlar, tuf (iri pomza yumrulu) içeriği fazla olduğu için bu sondajın üst seviyelerinden XRD incelemeleri yapılmamıştır. Bu sondajda evaporitik çökeller genelde 524 m'den itibaren jips çökelişi ile başlar ve aşağıya doğru anhidritin artışı ile devam eder (Çizelge 5. 4;

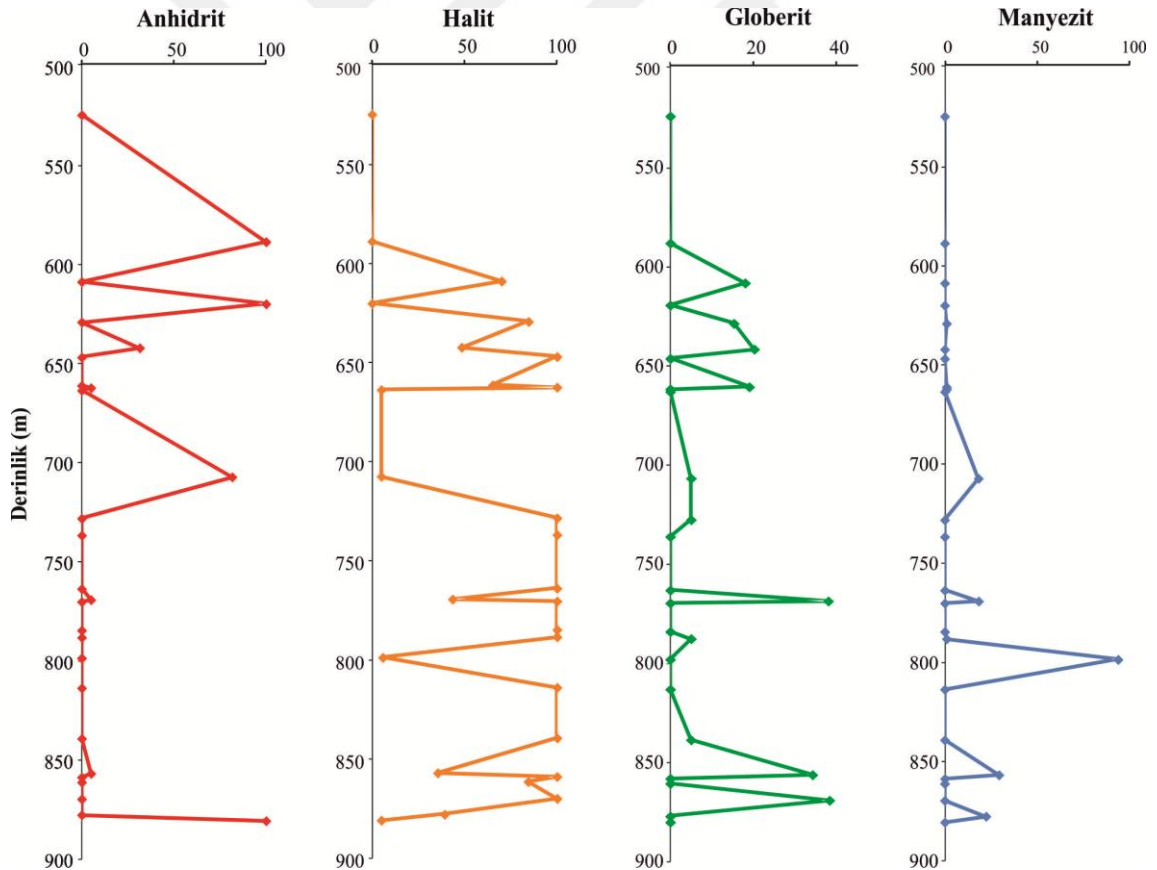
Şekil 5. 21; Şekil 5. 22). 600 seviyelerden aşağıya doğru jips içeriği azalmış ve halit, anhidrit, globerit içeren seviyeler gözlenmiştir. TG4 sondajında halit çökelişi üst seviyelerde oldukça sınırlı olmasına rağmen 600 m-800 m arasında halit içeriğinde belirgin bir artış olmuştur. Alt seviyelerde ise anhidrit çökelişi oldukça yaygın olup 757 m'den itibaren halit ve globerit mineralleri ile birlikte gözlenir. Halit çökelişi orta ve derin seviyelerde oldukça fazladır ve bu çökeliş ortamında çözeltinin halitce oldukça doygun olduğunu ve çözelti kimyasını değiştiren farklı bileşime sahip su girişinin diğer sondajlar kadar çok olmadığını göstermektedir. Bu sondajda yer alan halit mineralleri muhtemelen alt ve üst seviyelerde bulunan geçirimsiz zonların varlığı ile seyreltik çözelti girişinden korunmuştur. Üst seviyelerde ise özellikle anhidrit ve manyezit minerallerinin çökelişine neden olan Mg^{2+} ve Ca^{2+} iyonlarınca baskın bir çözeltinin havzaya girişi söz konusudur.

Çizelge 5. 4. TG4 sondajından alınan numunelerin X-Işınları analizi sonucuna göre mineral tür ve içerikleri.

Derinlik (m)	Tüm kaya mineralojik bileşimi (%)
285.9	Ank(100) + Mnt(iz)
524.5	Gp(100)
588.5	Anh(100)
608.6	HI(70) + GI(18) + Mgs(11.4)
619.8	Anh(100)
629	HI(84.6) + GI(15.3) + Mgs(iz)
646.7	HI(100)
661	HI(65.2) + GI(19) + Anh(16.2) + Mgs(iz)
662.1	HI(100) + Anh(iz) + Mgs(iz)
663.4	Mnt(59.8) + Kln(12.6) + HI(11.3) + Dol(9) + Qz(7.9)
728	HI(100) + GI(iz) + Anh(iz)
763.5	HI(100)
769	HI(43.5) + GI(38) + Mgs(18.4) + Anh(iz)
770	HI(100)
788	HI(100) + GI(iz) + B(iz) + Mgs(iz)
798.4	Mgs(94) + HI(8)
813.5	HI(100)
839	HI(100) + GI(iz)
858.5	HI(100)
861	HI(84.4) + B(15.6)
869.5	HI(100)
877.5	HI(39.2) + GI(38.3) + Mgs(22.4)
880.5	Anh(100) + HI(iz) + Dol(iz) + B(iz)



Şekil 5. 21. TG4 sondajından alınan bazı XRD grafikleri sonuçları, (mineral isimlerinin kısaltmaları Çizelge 5. 3'de verilmiştir).



Şekil 5. 22. TG4 sondajından alınan numunelerin analiz sonuçlarına göre mineral içeriklerinin düşey yönde değişimi.

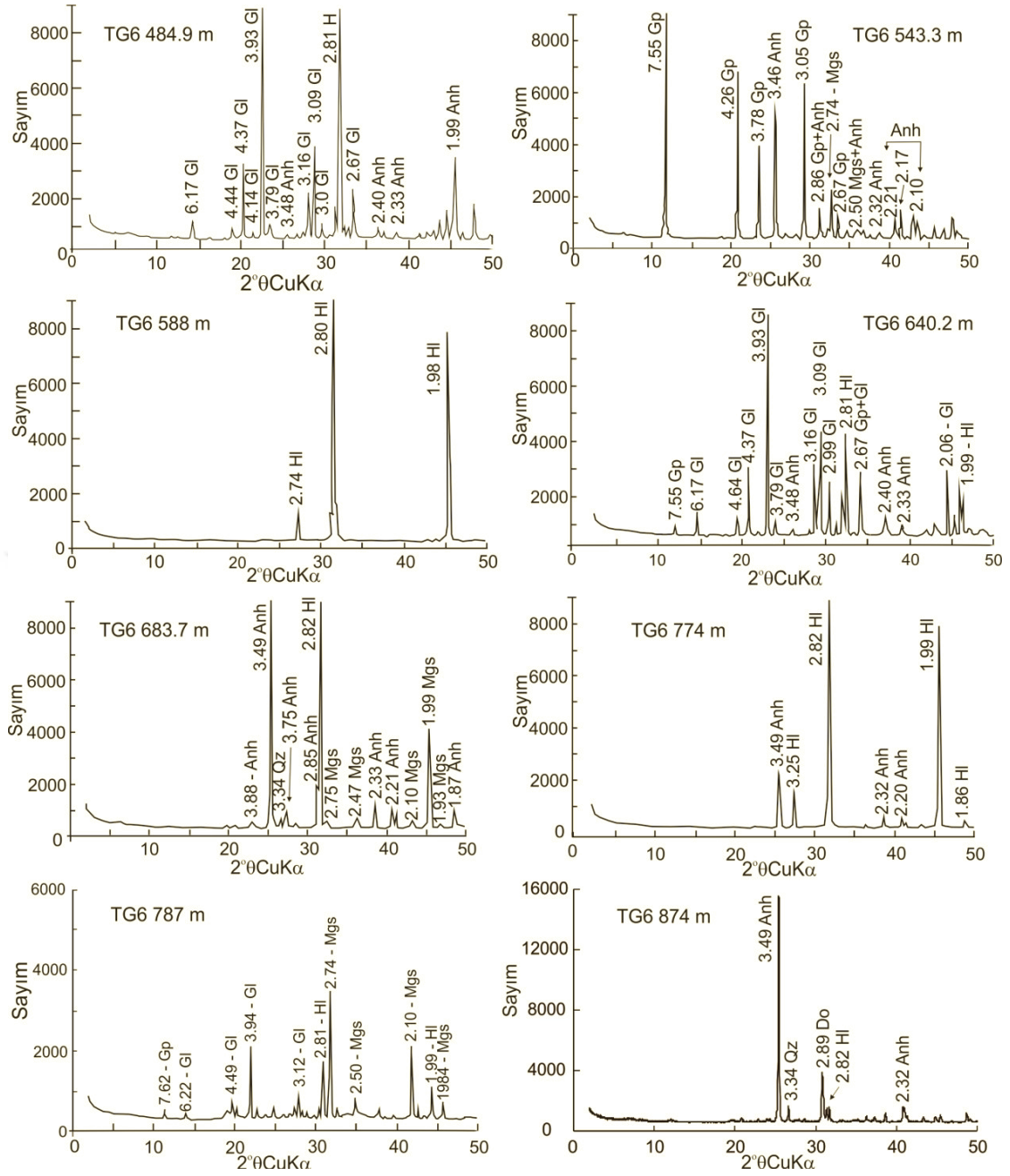
TG6 sondajında bütün evaporit mineralleri genelde ardalı ve yer yer de saf bantlar halinde tespit edilmiştir (Çizelge 5.5). 263 metre civarında saf jips (1-4 cm kalınlıkta) gözlenen istifin üst kesimlerinde ve 370 m'ye kadar jips, kalsit, dolomit ve yer yer halit mineralleri bir arada bulunur. Jips ve anhidrit dışındaki evaporitik çökeller 372 m'den itibaren artmıştır. Evaporatit çökelleri genellikle kil mineralleri de içermektedir. Manyezit, 384 m'den itibaren gözlenmeye başlamış ve sondajın tabanına doğru genelde diğer evaporit mineralleri ile birlikte devam etmiştir (Şekil 5. 23; Şekil 5. 24; Şekil 5. 25). Bu sondajın tüm seviyelerinde halit, anhidrit ve manyezit minerali oldukça yaygındır. Bunun temel nedeni, havzanın bileşiminin farklı iyonlarca zenginleşmiş oldukça yoğun iyonik konsantrasyona sahip bir çözeltiye sahip olmasıdır. Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , Ca^{2+} ve SO_4^{2-} iyonlarınca doygun çözelti oldukça sık olduğu düşünülen göl/lagün ortamında karmaşık bir mineral çökeline neden olmuştur. Evaporasyon esnasında veya depolanma sonrasında değişen fiziko-kimyasal şartlarla ilişkili olarak ve diyajenezin etkisi ile mineraller arası dönüşümler de oldukça farklı ve karmaşık bir mineral parajenezine sahip olmasına neden olmuştur.

Çizelge 5. 5. TG6 sondajından alınan numunelerin X-Işımları analizi sonucuna göre mineral tür ve içerikleri, (mineral isimlerinin kısaltmaları Çizelge 5. 3'de verilmiştir).

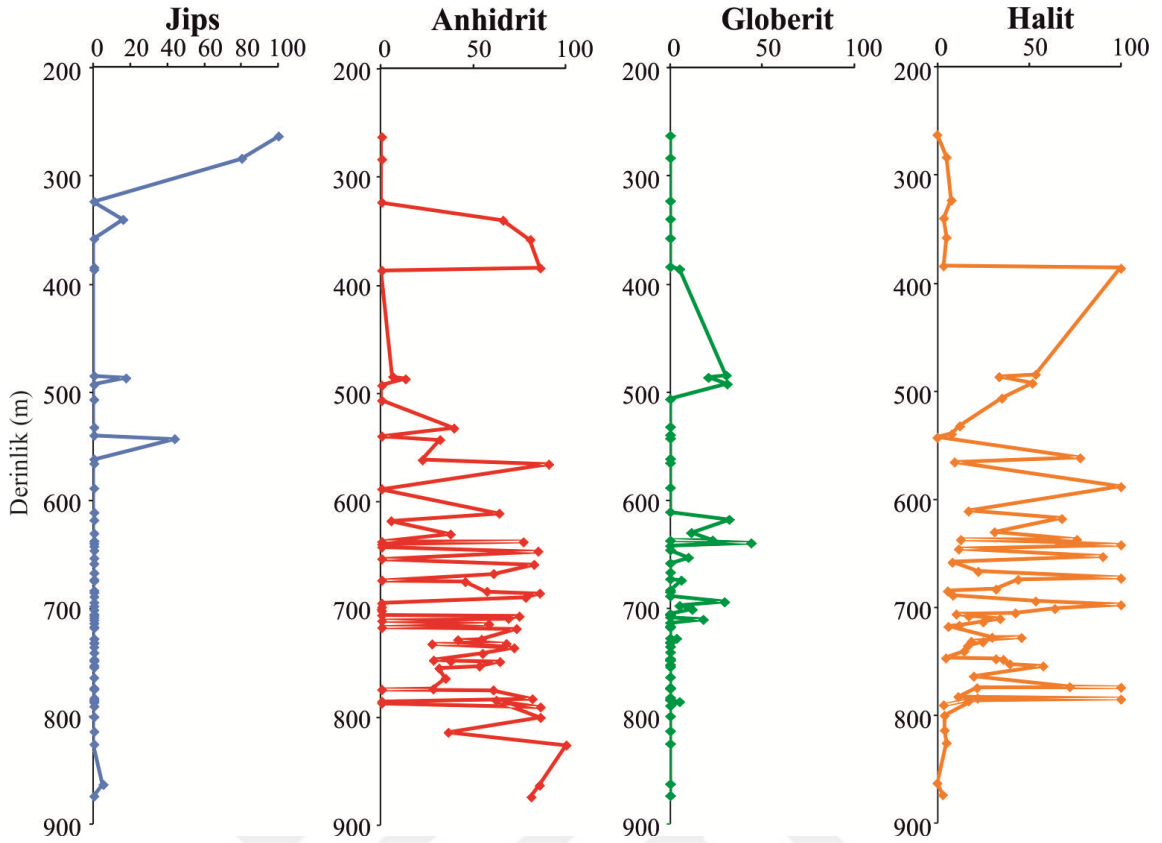
Derinlik (m)	Tüm kaya mineralojik bileşimi (%)
263	Gp(100)
283.7	Gp(80.1) + Cal (19.8) + I (iz) + Hl(iz)
323.5	Cal(71.2) + Dol(15.9) + Hl(7.7) + Qz(5.1)
340.2	Anh(65.7) + Gp(15.7) + Dol(14.9) + Hl(3.6) + Mnt(iz)
358	Anh(80.5) + Dol(15) + Hl(5) + Anl(iz) + B(iz)
384.4	Anh(85.9) + Mgs(10.9) + Hl(3.4)
386.6	Hl(100) + Gl(iz)
484.9	Hl(53.6) + Gl(30.4) + Mgs(9.9) + Anh(6)
487	Hl(33.7) + Gl(20.7) + Mgs(20.1) + Gp(17.3) + Anh(12.8)
493	Hl(51.8) + Gl(30.9) + Mgs(17.2)
506.9	Anh(46.6) + Hl(35.2) + Mgs(18.2) + Qz(iz)
532.6	Dol(42.9) + Anh(39.1) + Hl(12.3) + Qz(5.6) + (Mnt+I) (iz)
540	Anh(84.7) + Hl(7.9) + Qz(7.3) + (Mnt+Kln)(iz)
543.3	Gp(43.7) + Anh(31.5) + Mgs(24.5) + Qz(iz)
562.1	Hl(77.8) + Anh(22)
566	Anh(90.5) + Hl(9.4) + Mgs(iz) + Anl(iz) + B(iz)
588.9	Hl(100)
611.4	Anh(63.6) + Mgs(19.2) + Hl(17)
618.4	Hl(67.8) + Gl(32) + Mgs(iz) + Anh(iz)
630.7	Anh(37.2) + Hl(31.2) + Gl(11.4) + Mgs(20)
637.7	Hl(76) + Gl(23)
637.9	Anh(76.7) + Hl(12.8) + Mgs(9.4)
640.2	Hl(66) + Gl(44) + Mgs(iz) + Anl(iz)
642.7	Hl(100)
646.6	Anh(84.7) + Hl(11.7) + Mgs(3.5)
653.6	Hl(90.1) + Gl(9.8)

(Çizelge 5.5 Devamı)

Derinlik (m)	Tüm kaya mineralojik bileşimi (%)
658.8	Anh(82.5) + Mgs(10) + Hl(8.25) + Sme(iz)
667.3	Anh(60.6) + Hl(22.3) + Mgs(10.6) + Anl(6.4)
673.5	Hl(100) + Mgs(iz)
674.7	Anh(45.2) + Hl(44) + Gl(6) + Anl(4.7)
683.7	Anh(57) + Hl(32) + Mgs(5.4) + Qz(5.4)
685.4	Anh(85.6) + Mgs(8.6) + Hl(5.7)
689.3	Anh(78) + Mgs(13.4) + Hl(8.5) + Anl(iz)
694.7	Hl(53.6) + Gl(29.5) + Dol(12.8) + Mgs(4.1)
698.2	Hl(100) + Gl(iz)
701.7	Hl(64) + Gl(11.9) + Dol(11.9) + Mgs(11.3)
705.7	Hl(42.5) + Kln(28.4) + Qz(21) + Dol(8.1) + (I+Mnt)(iz)
706.7	Anh(74.5) + Dol(12) + Hl(10.4) + Qz(3.1)
708.8	Anh(68.6) + Hl(17.1) + Mgs(14.2)
711	Mgs(43) + Hl(34.2) + Gl(17.9) + Qz(4.4)
714	Anh(58) + Hl(25) + Mgs(17)
717.2	Dol(81) + Hl(12) + Qz(6) + Anl(iz) + B(iz)
718.2	Anh(73) + Dol(18.5) + Qz(2.5) + Anl(iz) + B(iz)
728.2	Anh(54) + Hl(29.8) + Mgs(14.6) + Qz(iz)
728.5	Hl(45.8) + Anh(41.2) +Mgs(9.4) +Gl(3.4) + Anl(iz) + B(iz)
732	Anh(67.5) + Hl(18.5) + D(8.4) + Ka(3.3) + Qz(iz)
732.45	Anh(27.2)+Mnt(26.6)+Hl(24.8)+Kln(8.5)+Mgs(5.5)+Dol(3.8)+Qz
736	Anh(71.7) + Hl(16.6) + Mgs(10.3) + Dol(4.7) + Anl(iz)
741.2	Anh(54.6) + Mnt(20) + Hl(14.6) + Mgs(9.5) + Anl(iz)
747.4	Mgs(66.5) + Anh(28) + Hl(4.7)
748.2	Anh(37.3) + Hl(32) + G(20.7) + Mgs(9)
748.8	Anh(37.3) + Hl(32)
752.9	Anh(52.9) + Hl(39.5) + Mgs(7.6)
754.8	Hl(57.7) + Anh(31) + Anl(10.6)
764.3	Dol(37.4) + Anh(34.5) + Hl(19.8) + Qz(2.8) + Anl(iz) + Mnt(iz)
774	Hl(72.1) + Anh(27.8)
774.6	Hl(100)
775	Anh(60.4) + Hl(21.6) + Mgs(16.8)
783.2	Anh(81.6) + Hl(11.4) + Mgs(6.4) + Anl(iz)
785.5	Hl(100)
787.1	Mgs(83) + Hl(17) + Gl(iz) + Anl(iz) + Mnt(iz) + Gp(iz)
790.8	Anh(86) + Mgs(10.5) + Hl(3.5)
784.6	Anh(62) + Hl(22) + Mgs(15.8)
800.5	Anh(86) + Mgs(10) + Hl(4) + Anl(iz)
814.20	Anh(36) + Dol(34) + Mnt(25) + Hl(4)
826	Anh(100) + Hl(iz)
863.2	Anh(85.5) + Dol(14.5) + Qz(iz) + Gp(iz) + I(iz)
874	Anh(81) + Dol(15.5) + Hl(3) + Qz(iz)



Şekil 5. 23. TG6 sondajından alınan bazı XRD grafikleri sonuçları, (mineral isimlerinin kısaltmaları Çizelge 5. 3'de verilmiştir).

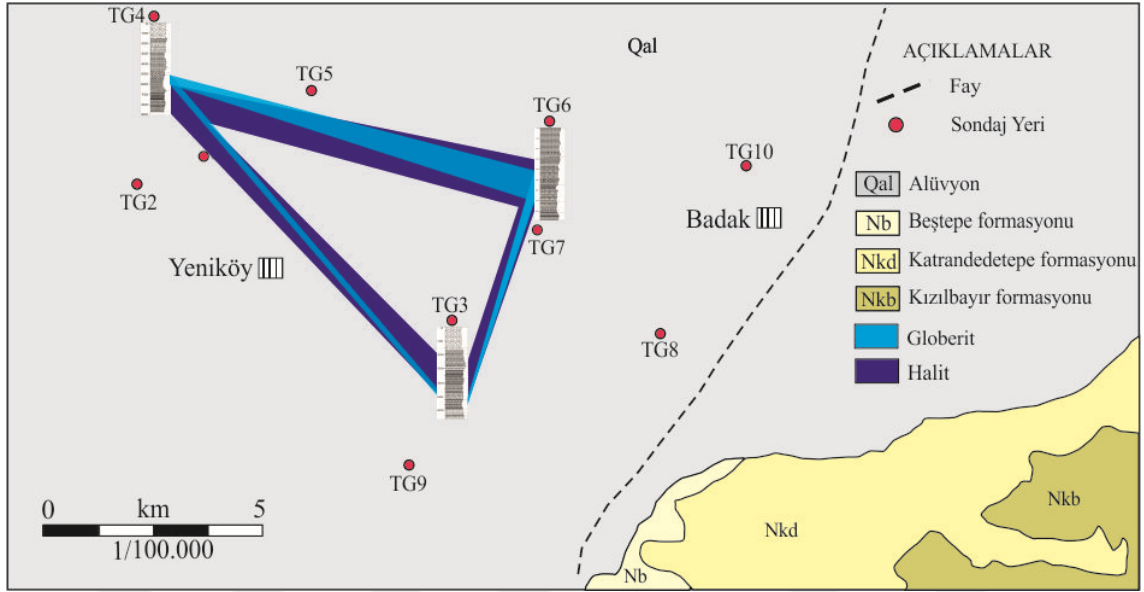


Şekil 5. 24. TG6 sondajından alınan numunelerin analiz sonuçlarına göre mineral içeriklerinin düşey yönde değişimi.

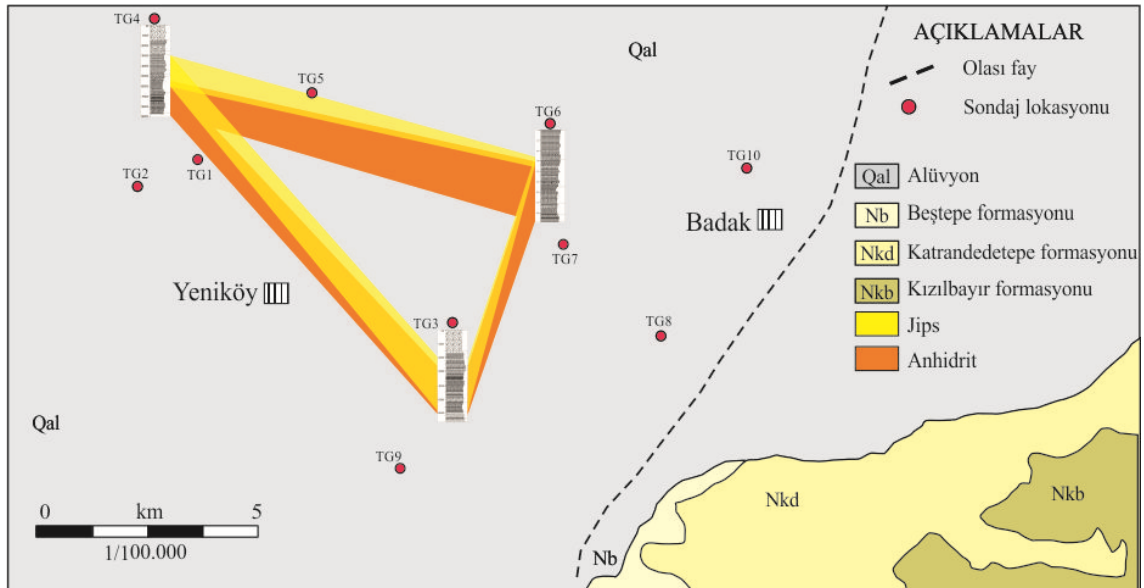
XRD analizlerinden elde edilen mineralojik verilere dayalı globerit-halit ve jips-anhidrit içeriğini gözlemek amacıyla korelasyonlar yapılmıştır (Şekil 5. 26-27). Bu verilere dayanarak globerit ve halit minerali arasındaki ilişki ortaya konulmaya çalışılmıştır. Çalışma alanı içerisinde güneyi ve güneydoğuyu kısmen de güneybatıyı temsil eden sondajlarda halit içeriğinin azaldığı belirlenmiştir. Globerit minerali bu sondajlarda az veya hiç bulunmamaktadır. Özellikle çalışma alanının merkezini temsil eden örneklerde halit ve globerit oranlarında artış söz konusudur (Şekil 5. 25). Çalışma alanının güneyinde halit ve globerit minerallerinin az olması veya olmaması güneyden havzaya yeraltı suyu girişinin olduğunu işaret edebilir. Yeraltı suyu ve/veya yüzey suyu ile beslenim, havzadaki konsantre suyu seyrelterek çökelen minerallerin (halit, globerit vb.) bileşiminin değişmesine, söz konusu minerallerin çözünmesi veya yeniden çökmesine neden olabilir.

Sondajlardan alınan numunelerde jips-anhidrit minerallerinin içeriği XRD verilerine dayalı olarak incelendiğinde ise, jips mineralinin içeriği çalışma alanının güney-güneybatısı ve güneydoğusunu temsil eden örneklerde daha fazlayken, kuzeyde yer alan özellikle çalışma alanının kuzeydoğusunu temsil eden sondajlarda azalmaktadır

veya sadece üst seviyelerde yer alır. Üst seviyelerde jips minerallerinin bulunması, alt seviyelerde anhidrit mineralinin yer alması diyajenezin etkisi ile jips mineralinin dehidratasyonla suyunu kaybetmesi anhidrit mineraline dönüşmesi ile ilişkilidir. Güneyde yer alan sondajlarda jips mineralinin baskın olması ise bu seviyelerde yer alan anhidrit minerallerinin rehidrasyona uğrayarak yeniden jips minerallerine dönüşümü ile ilişkilidir (Şekil 5. 26).



Şekil 5. 25. İnceleme alanında örnekleme yapılan TG3, TG4 ve TG6 sondajlarının halit-globerit minerallerinin XRD verilerine dayalı denestirilmesi.

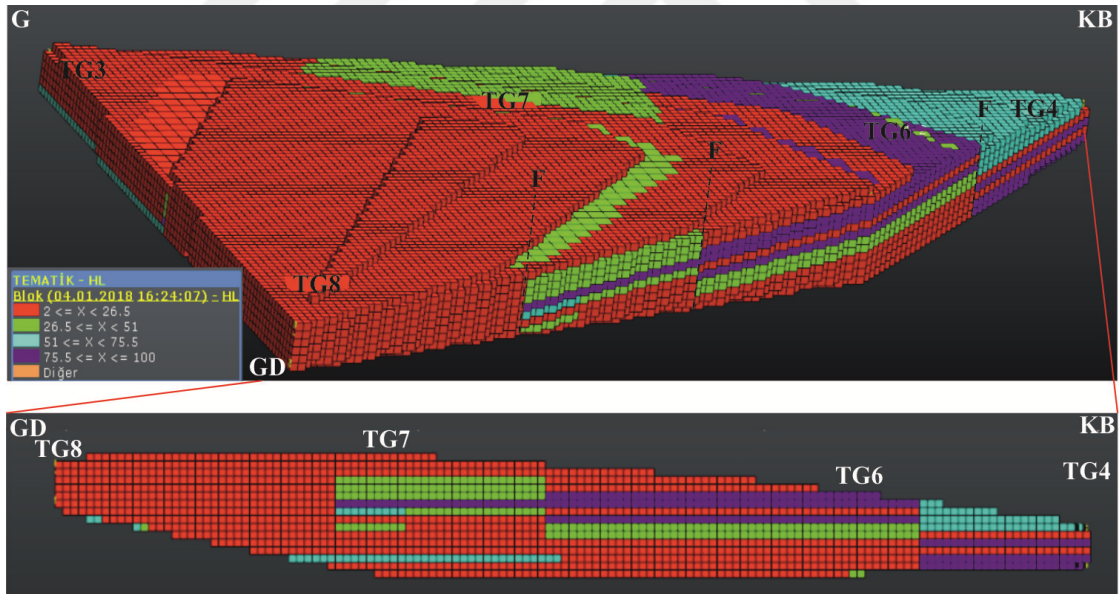


Şekil 5. 26. İnceleme alanında örnekleme yapılan TG3, TG4 ve TG6 sondajlarının jips-anhidrit minerallerinin XRD verilerine dayalı denestirilmesi.

Çalışma alanına ait XRD sonuçlarından elde edilen halit mineraline ait yüzde mineral değerlerinin modellenmesi MATLAB programı kullanılarak yapılmıştır. Modellemede, örneklerdeki halit mineralinin toplam kayadaki yüzde mineral içeriğine göre 4 ana grup oluşturulmuştur.

- 1) Kırmızı $\rightarrow 2 \leq \% \text{halit} < 26.5$,
- 2) Yeşil $\rightarrow 26.5 \leq \% \text{halit} < 51$,
- 3) Mavi $\rightarrow 51 \leq \% \text{Halit} < 75.5$ ve
- 4) Mor $\rightarrow 75.5 \leq \% \text{halit} \leq 100$ olarak sınıflandırılmıştır.

Modelleme sonucunda çalışma alanına ait örneklerin büyük bir kısmının kırmızı ile temsil edilen %2-26.6 aralığında kaldığı belirlenmiştir. Diğer halit oranlarının ise birbirine yakın aralıklarda olduğu tespit edilmiştir. Yapılan modelleme çalışma alanındaki fayların da tespit edilmesine yardımcı olmuştur. Şekil 5. 27'de görüleceği üzere havzanın kuzeybatısında halit içeriği daha yüksekken güneyinde dereceli olarak azalmaktadır.



Şekil 5. 27. XRD verileri halit minerali yüzde içeriklerini gösteren çalışma alanının MATLAB modellemesi. F: Olası fay.

5.5. Taramalı Elektro Mikroskop (SEM) ve Enerji Dağılımı Spektrometresi (EDS) İncelemeleri

Tez Kapsamında farklı sondajlara ve derinliklere ait 17 numunenin SEM görüntüleri ve EDS analizleri yapılmıştır (Çizelge 5. 6).

Çizelge 5. 6. SEM ve EDS analizleri yapılan örnekler.

Sondaj(m)	SEM	EDS	Sondaj(m)	SEM	EDS
TG1			TG6		
487	X	X	484.9	X	X
640.2	X	X	674.7	X	X
657.5	X	X	701.7	X	X
719.1	X	X	711	X	X
742	X	X	775	X	X
TG3			TG7		
251.2	X	X	625	X	X
555.4	X	X	TG8		
TG4			151	X	X
798.4	X	X	342	X	X
			379	X	X

5.5.1. Halit mineralinin SEM ve EDS incelemeleri

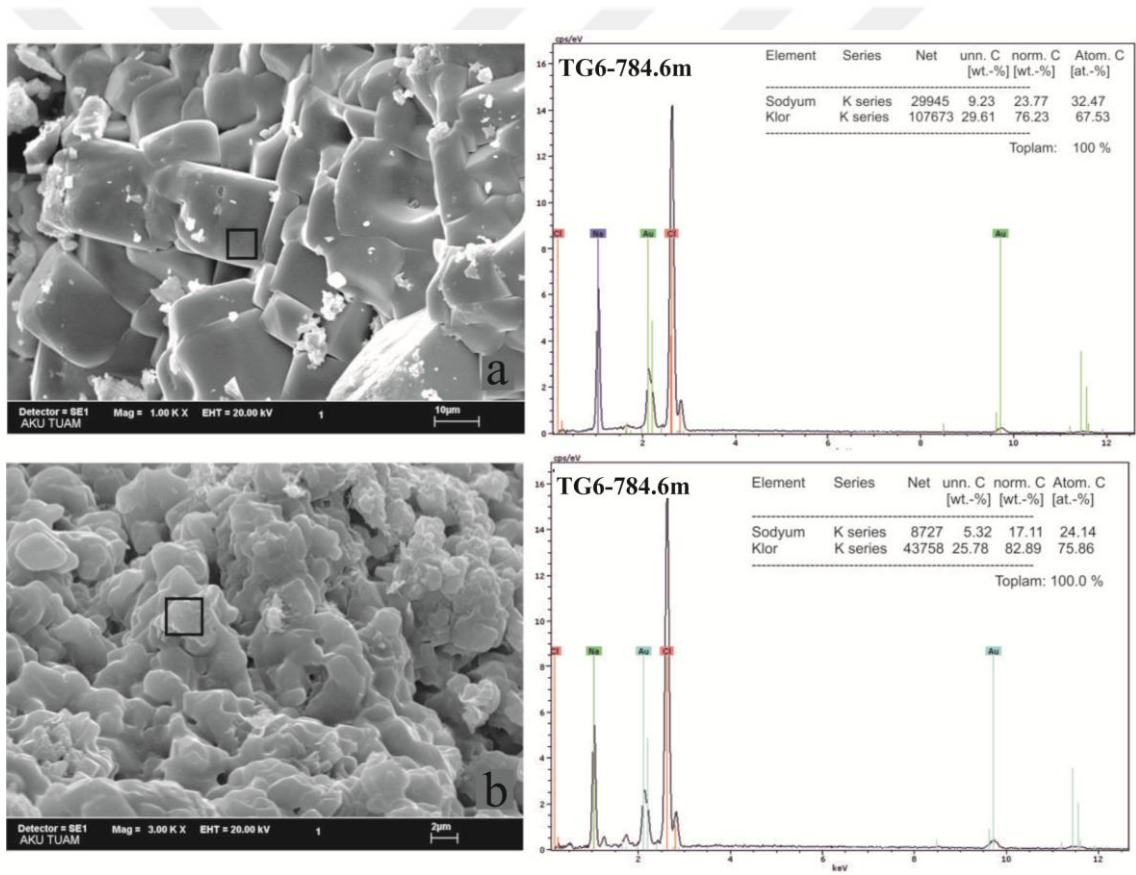
Halit örneklerinin mikromorfolojik özellikleri incelendiğinde bu mineralin:

- i) Özşekilli kübik kristaller (Şekil 5. 28a; Şekil 5. 29),
- ii) Özşekilsiz yığılımlar (Şekil 5. 28b),
- iii) Huni yapısı (Şekil 5. 28),
- iv) Lifsi yapı (Şekil 5. 30)
- v) Mozaik doku (Şekil 5. 31) olmak üzere temelde 5 farklı morfolojide

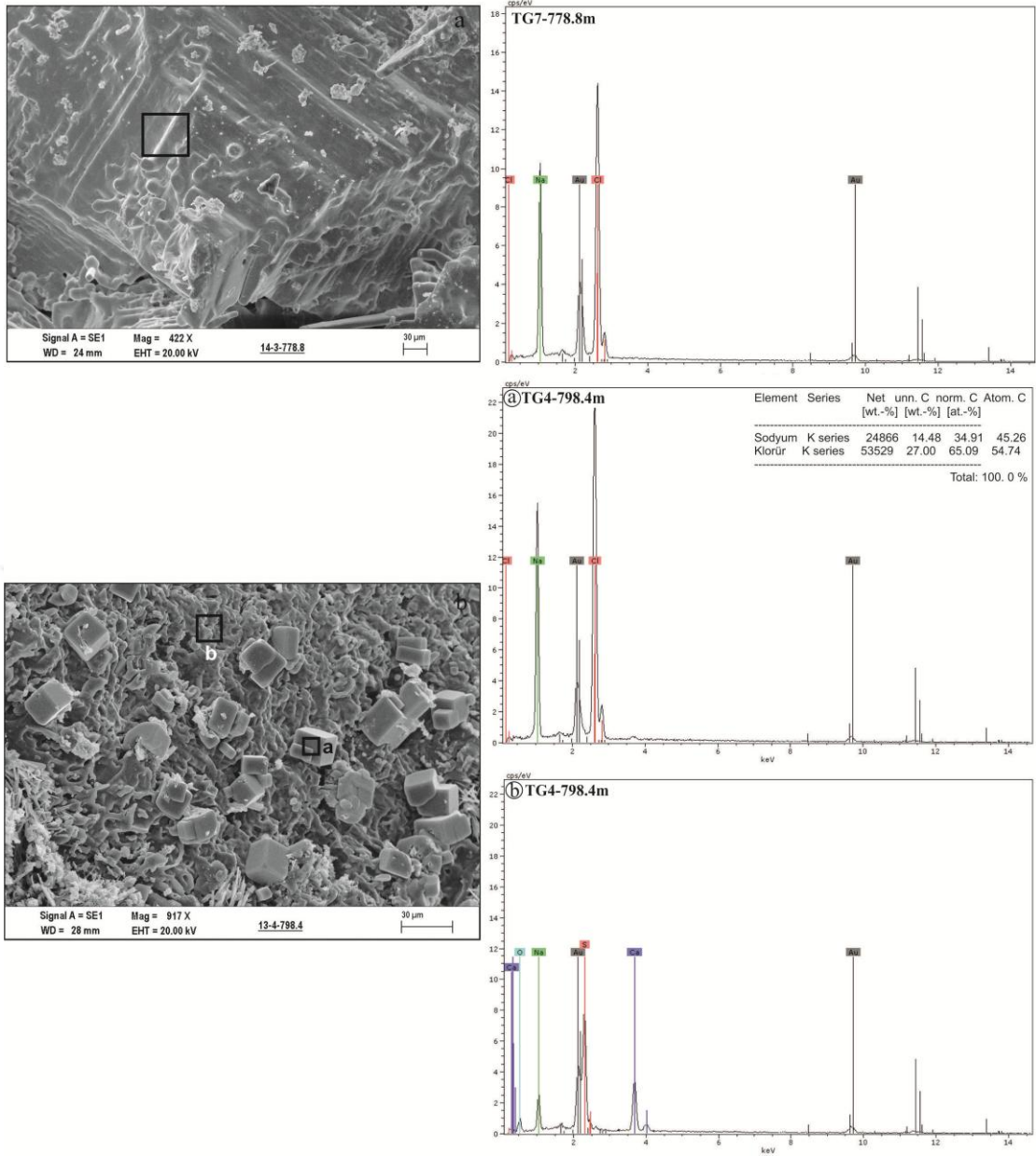
kristallendikleri belirlenmiştir.

Halit mineralinin özşekilli yapı sergilediği en karakteristik formu kübik kristallerdir (Şekil 5. 28a). Huni yapıları ise tuzlu su-hava ara yüzeyinde oluşan birincil halit kristalleridir (Şekil 5. 29a). Makro-mikro gözlemlerde tespit edilen mozaik dokulu halitler de SEM görüntülerinde belirlenmiş bir diğer ikincil yapıdır (Şekil 5. 31). Özşekilli kristallerin kenar ve köşelerinin sivri oluşu ortamın stabil olduğunu işaret ederken kenar ve köşeleri hafif yuvarlanmış ve üzerinde çözünme izlerinin bulunması ortamdaki çözelti bileşenin seyreltiği ve bu kristallerin kenar ve köşelerinden itibaren çözünerek aşındığını belirtir (Şekil 5. 32). Halit mineralinin özşekilsiz mikro-kristaller

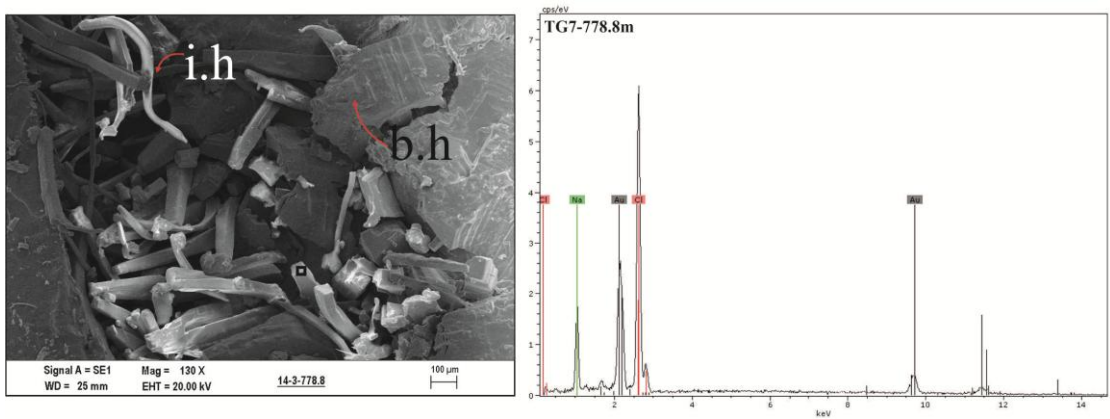
şeklinde bulunması hızlı çökeltme ile düzensiz kristallenmenin meydana gelmesi ile ilişkilidir (Şekil 5. 32). SEM incelemelerinde bazı halit kristallerinde sıvı kapanımlar belirlenmiştir (Şekil 5. 33). Bazı örneklerde ise özşekilli ve özşekilsiz ya da birincil ve ikincil halit kristallerin aynı örnek içinde yer alması halit mineralinin oluşumunun iki farklı evrede meydana geldiğini göstermektedir. Oldukça nadir gözlenen lifsi halitler ise ikincil halitler olup bu halitler kapiler boşluklardaki aktif çözelti dolaşımı olduğunu işaret eder (Gustavson ve ark., 1994). Gustavson ve ark. (1994) halit, anhidrit ve jips yataklarında bulunan kırık ve çatlaklarda lifsi oluşumların oldukça yaygın gözlemlendiğini belirtmiştir. Benzer özellik gösteren bir diğer morfoloji ise, birincil halitlerin çözünmesi sonucu ikincil iğnemsli halitlerin oluşmasıdır (Şekil 5. 34). İncelenen örneklerde iğnemsli halitlerin birincil halitlerin içinden mızraklar şeklinde büyümüş oldukları gözlenmiştir.



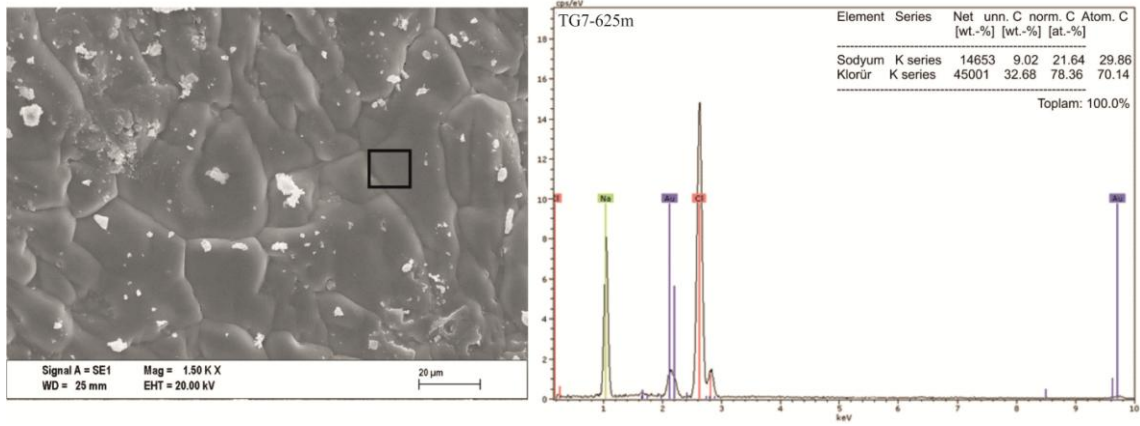
Şekil 5. 28. TG6 784.6 m’de tespit edilen özşekilli ve özşekilsiz halitlerin SEM görüntüleri ve EDS sonuçları a) Özşekilli halit mineraline ait görüntü ve EDS analizi, b) Özşekilsiz halit mineraline ait SEM görüntüsü ve halit mineraline ait EDS analizi.



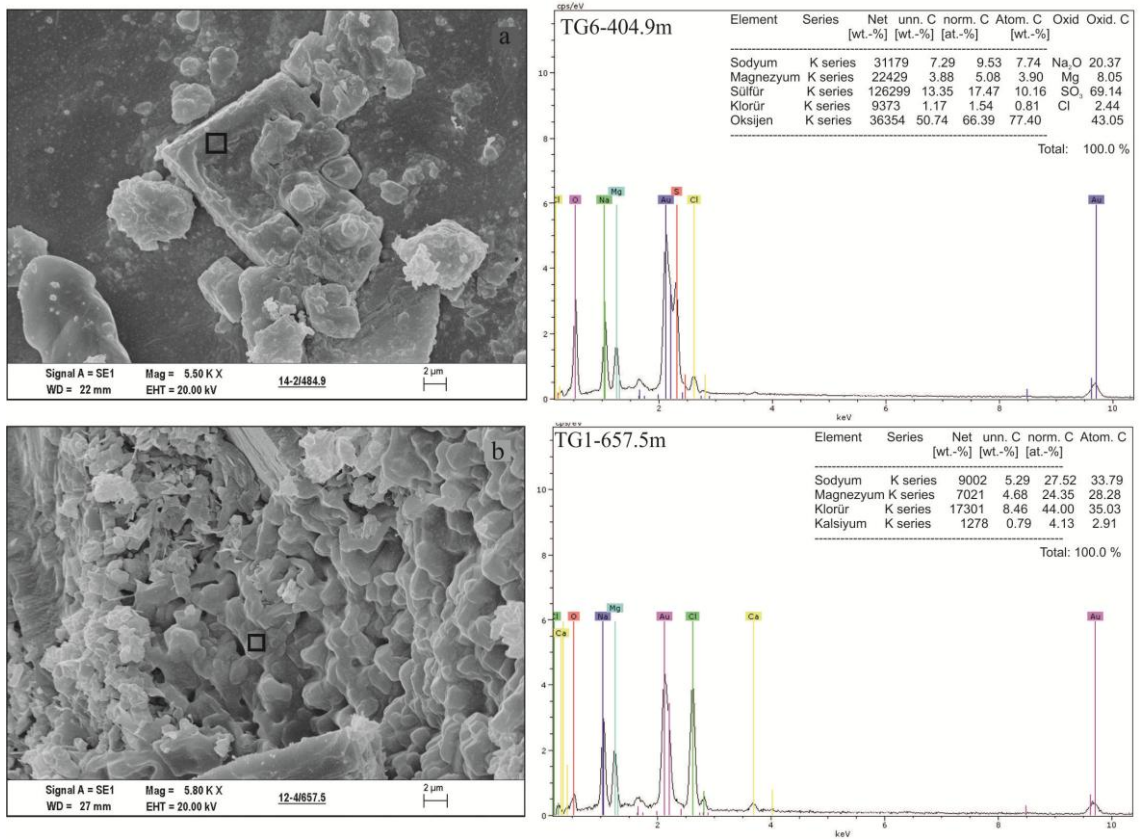
Şekil 5. 29. Özşekilli halit mineralinin SEM görüntüleri ve EDS sonuçları, üst görüntü huni yapısı (TG7 778.8 m), alt görüntü grolerit hamur içinde özşekilli halit kristalleri (TG4 798.4 m).



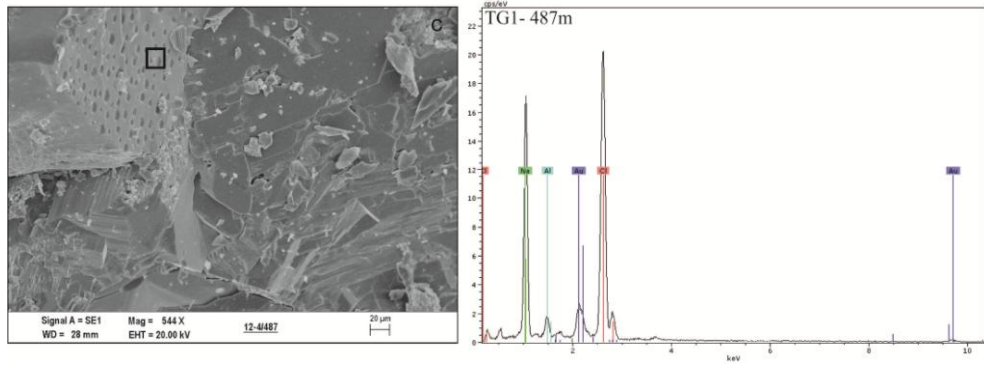
Şekil 5. 30. Birincil (huni) ve ikincil (kıvrık, bükük lifsi) halitler. b.h: birincil halit, i.h: ikincil halit (TG7 778.8 m).



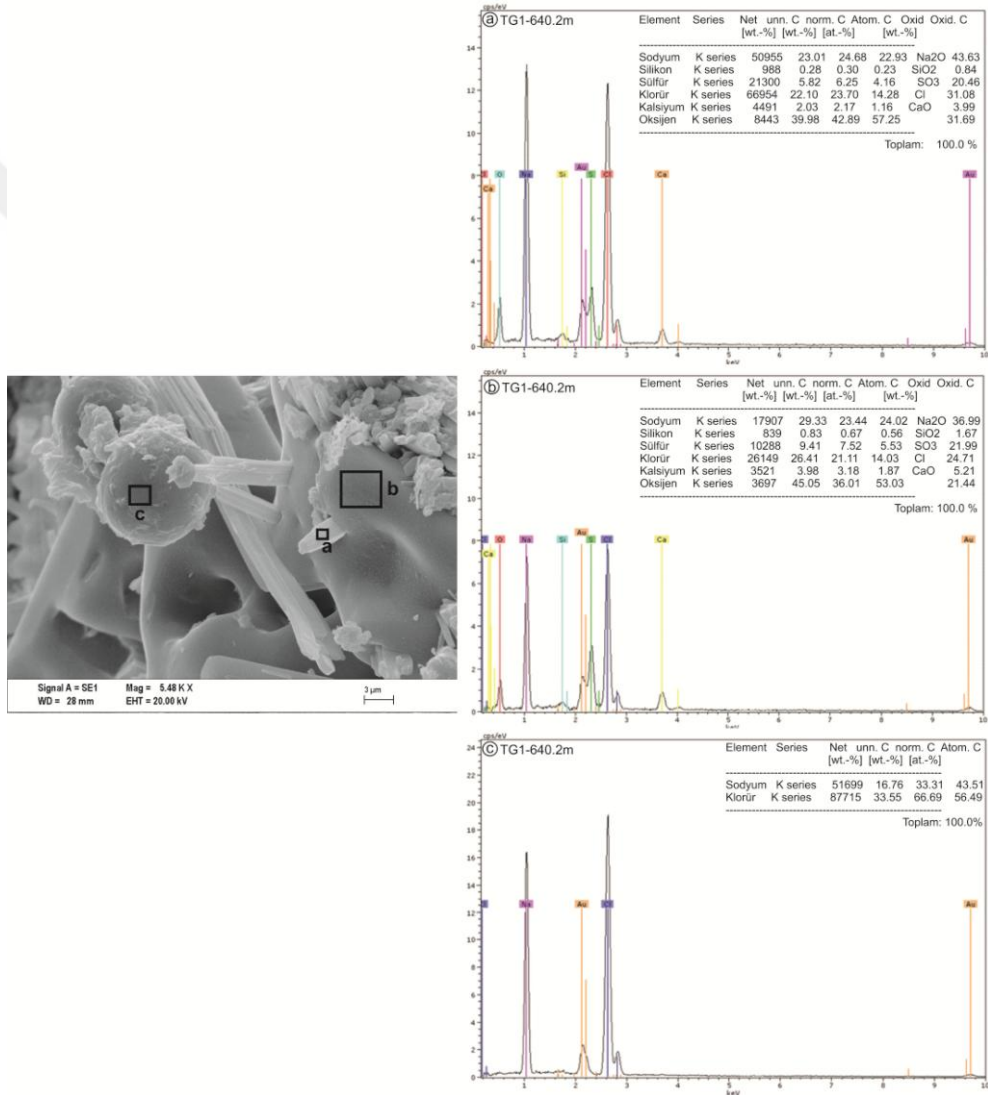
Şekil 5. 31. Poligonal mozaik halit.



Şekil 5. 32. Halit kristallerinin SEM görüntüleri ve EDS analizleri, a) Kenar ve orta kısımlarından çözünmeye başlamış halit, (TG6 484.9 m) b) Özşekilsiz halit, (TG1 657.5 m).



Şekil 5. 33. Halit minerali üzerinde sıvı kapanım kabarcık izleri ve EDS analizleri, (TG1 487 m).

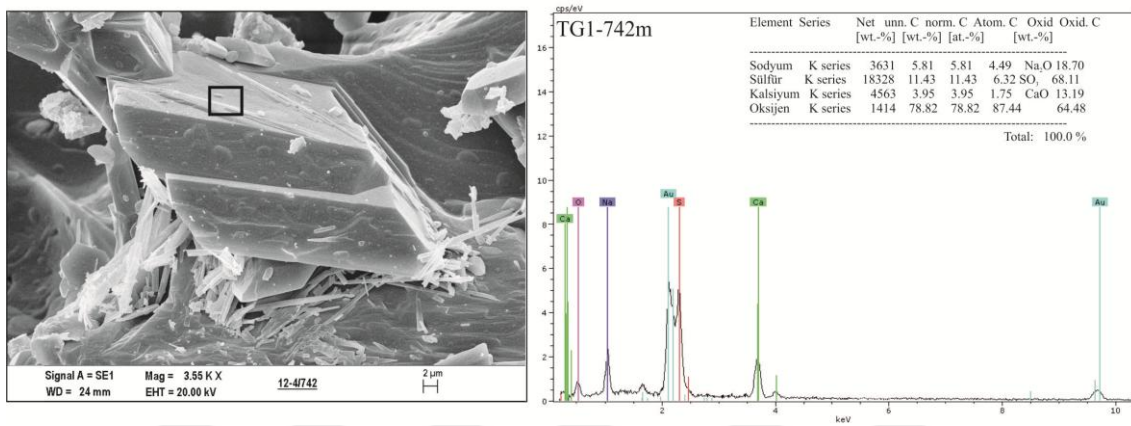


Şekil 5. 34. Çözünme izleri taşıyan birincil halitler içerisinde ikincil olarak büyümüş iğnemi halitler ve halit ile kaplanmış diatom.

5.5.2. Diğer evaporit minerallerin SEM ve EDS incelemeleri

SEM çalışmalarında; sülfatlar (globerit, jips, anhidrit, epsomit, tenardit ve blödit), karbonatlar (manyeziit ve dolomit) ve kil minerallerinden de görüntüler alınmış ve EDS analizleri yapılmıştır.

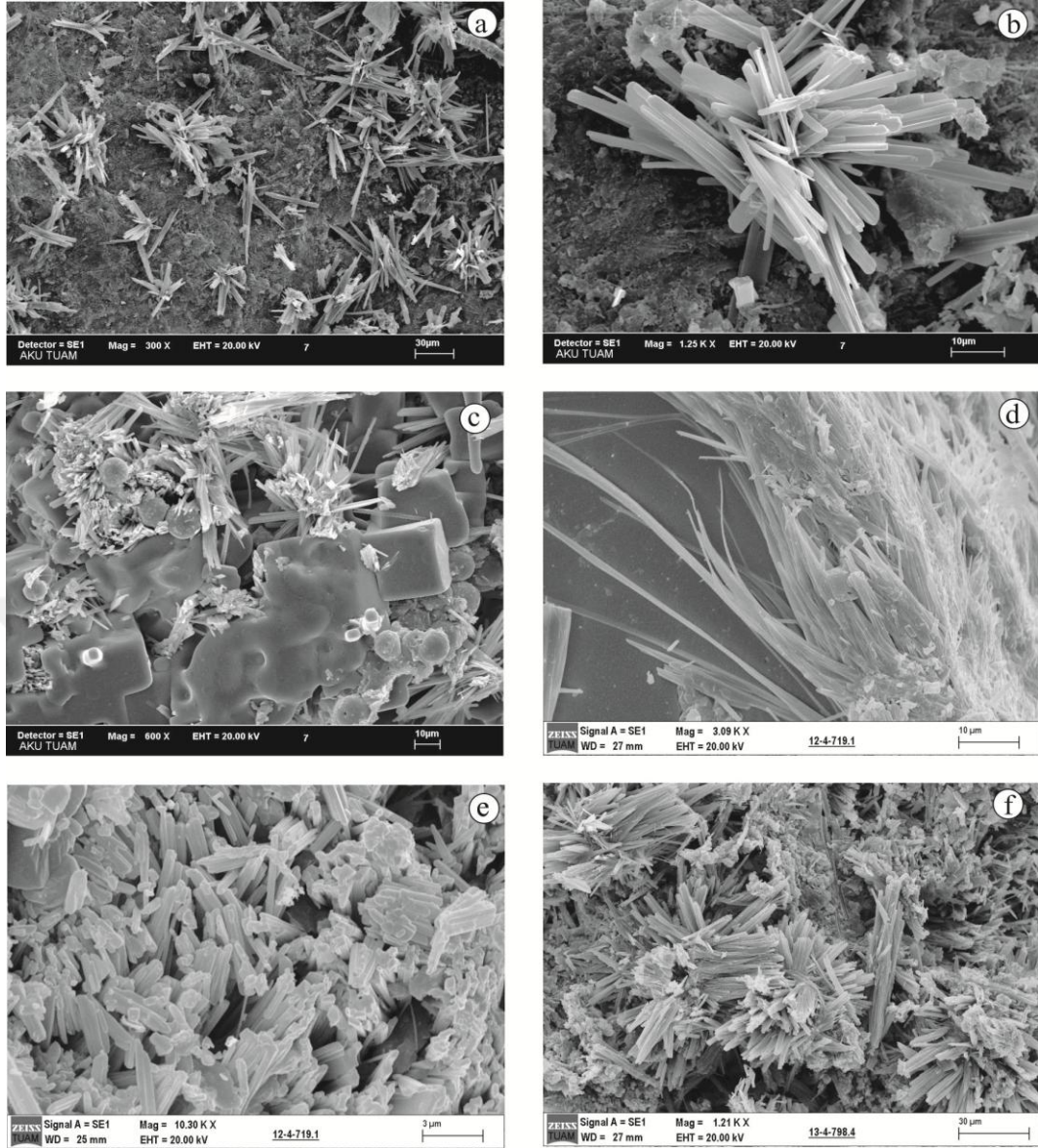
Bu incelemelerde özşekilli monokristalin, iğnemsî, çubuksu, lensoidal ve lifsi globeritler oldukça yaygın olarak gözlenmiştir. Özşekilli monokristalin globerit kristalleri genellikle halit ile beraber bulunmaktadır (Şekil 5. 35). Çubuksu, lensoidal ve lifsi globeritler ise killi seviyeler içerisinde yaygın olarak gözlenmiştir (Şekil 5. 36a-f).



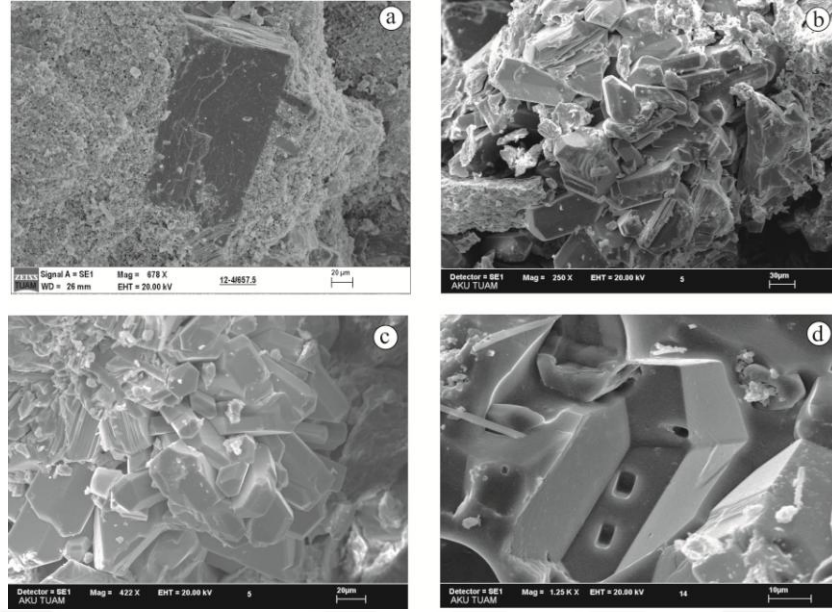
Şekil 5. 35. Monoklinik globerit kristalinin SEM görüntüsü ve EDS analizi.

SEM gözlemlerinde anhidrit minerali ortorombik özşekilli kristaller şeklinde gözlenmiştir ve genellikle halit ve karbonat mineralleri ile birlikte bulunmaktadır (Şekil 5. 37). Mineral üzerinde yer yer dönüşüm dokuları, sıvı kapanım izleri ve çözünme izleri belirlenmiştir.

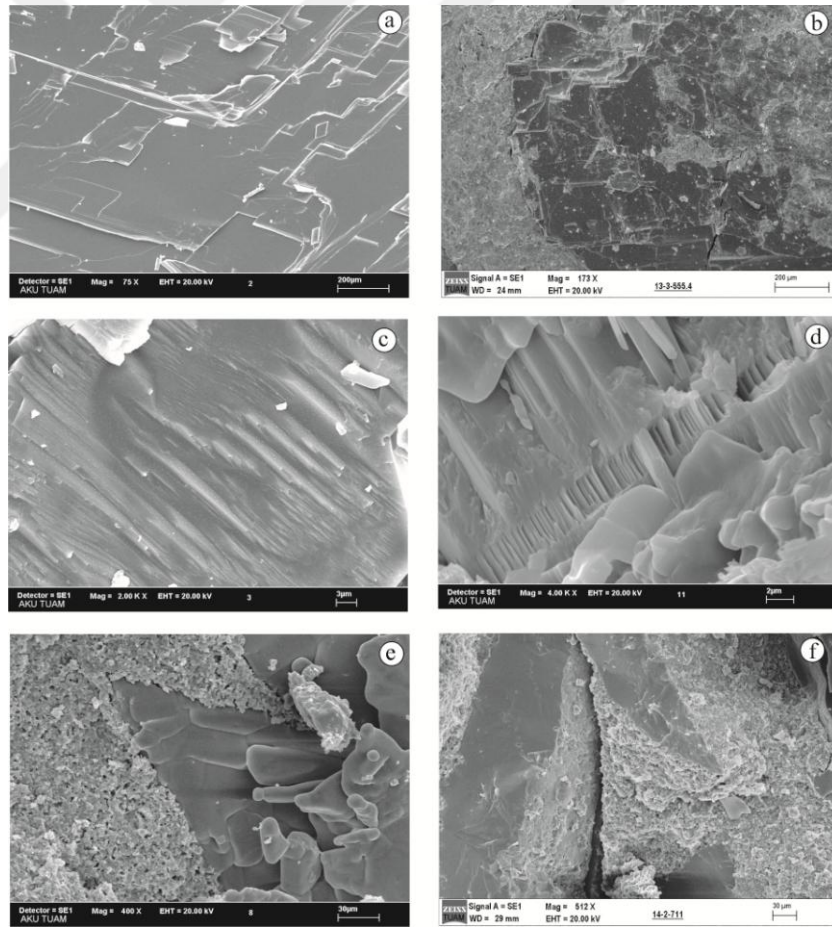
SEM incelemelerinde jips minerali birçok farklı mikromorfolojik özellik sergiler (Şekil 5. 38). Birincil jipsler, kristal büyüme yüzeylerine paralel olarak gelişmiş belirgin çift yönlü dilinim izleri göstermesi ile karakteristiktir (Şekil 5. 38a,b). Bunun yanında, satinspar yapı sergileyen jipsler incelenen numuneler içerisinde belirlenmiş bir diğer jips formudur (Şekil 5. 38c,d). Ayrıca iri özşekilli jips mızrakları ve lentiküler formda jipsler de farklı bileşime sahip hamur içerisinde iri özşekilli kristaller şeklinde gözlenmiştir (Şekil 5. 38,f; Şekil 5. 39).



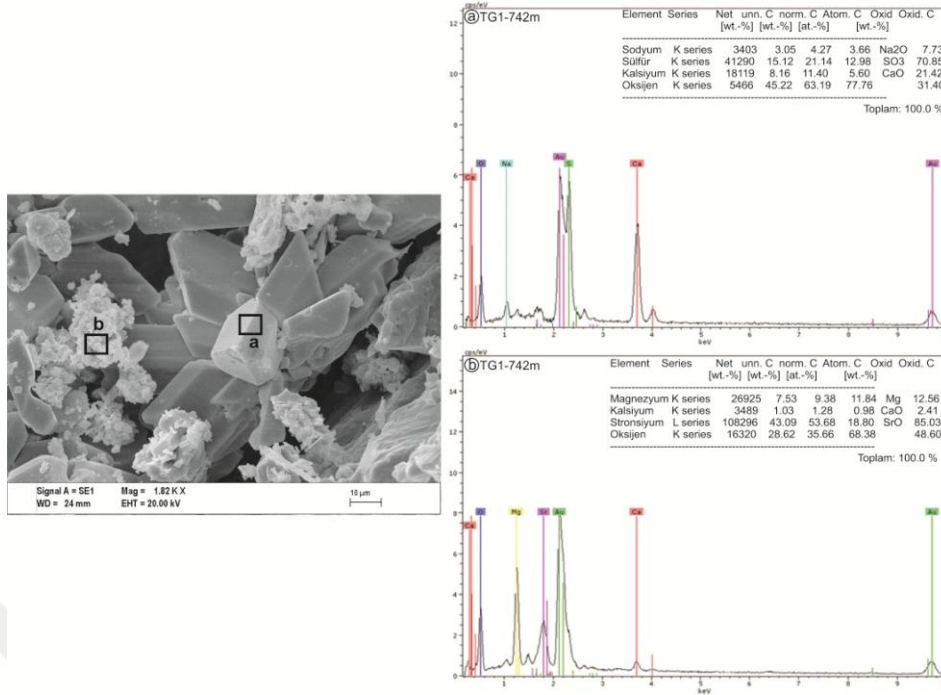
Şekil 5. 36. Globerit mineralinin farklı mikromorfolojik formları: a-c) Halit ve kil mineralleri ile birlikte kristallenmiş çubuksu globerit kümeleri (TG1 640.2 m), d) Lifsi globerit kristalleri (TG1 719.1 m), e) prizmatik globerit (TG1 719,1 m) ve f) Lifsi globerit yumakları (TG1 798.4 m).



Şekil 5. 37. Anhidrit mineraline ait SEM görüntüleri, a) Özşekilsiz mikro-kristalen halit mineralleri içinde yer alan prizmatik anhidrit minerali (TG1 657.5 m), b,c) Özşekilli anhidrit mineralleri (TG8 379 m), d) Kapanım içeren ortorombik anhidrit kristali (TG6 784.6 m).

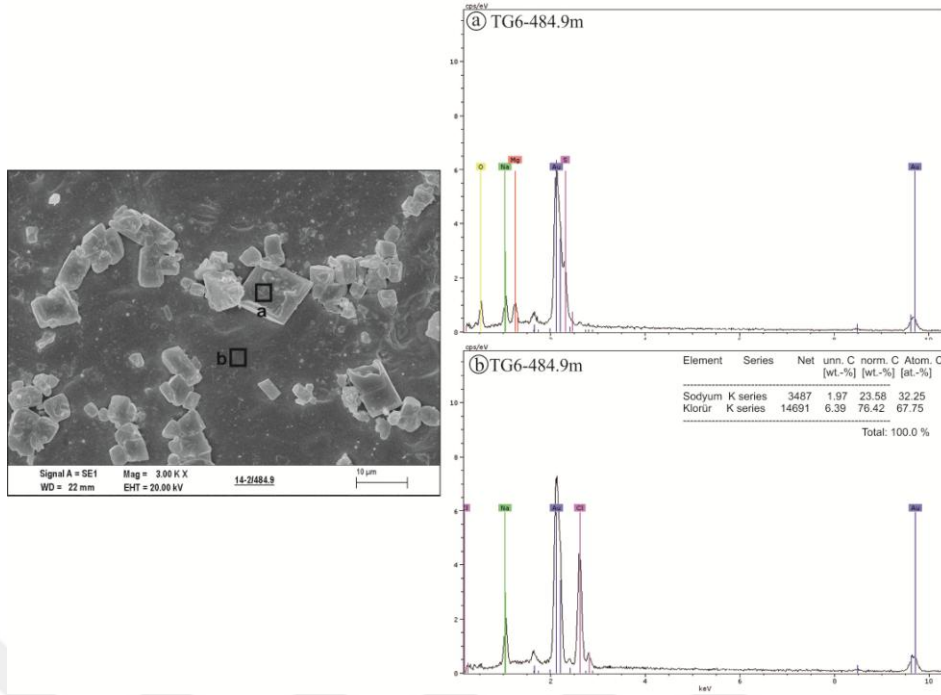


Şekil 5. 38. Farklı mikromorfolojik özellikler gösteren jips mineraline ait SEM görüntüleri, a) Çift yönlü kristal büyüme izleri belirgin olan jips (TG8 151 m), b) Mikro-kristalen halit mineralleri içerisinde yer alan kenarlarından çözülmüş jips (TG3 555.4 m), c,d) Lifsi jips (TG6 sırasıyla 674.7-701.7 m), e,f) Mikro-kristalen halit hamur içerisindeki jips kamaları (TG6 sırasıyla 775-711 m).



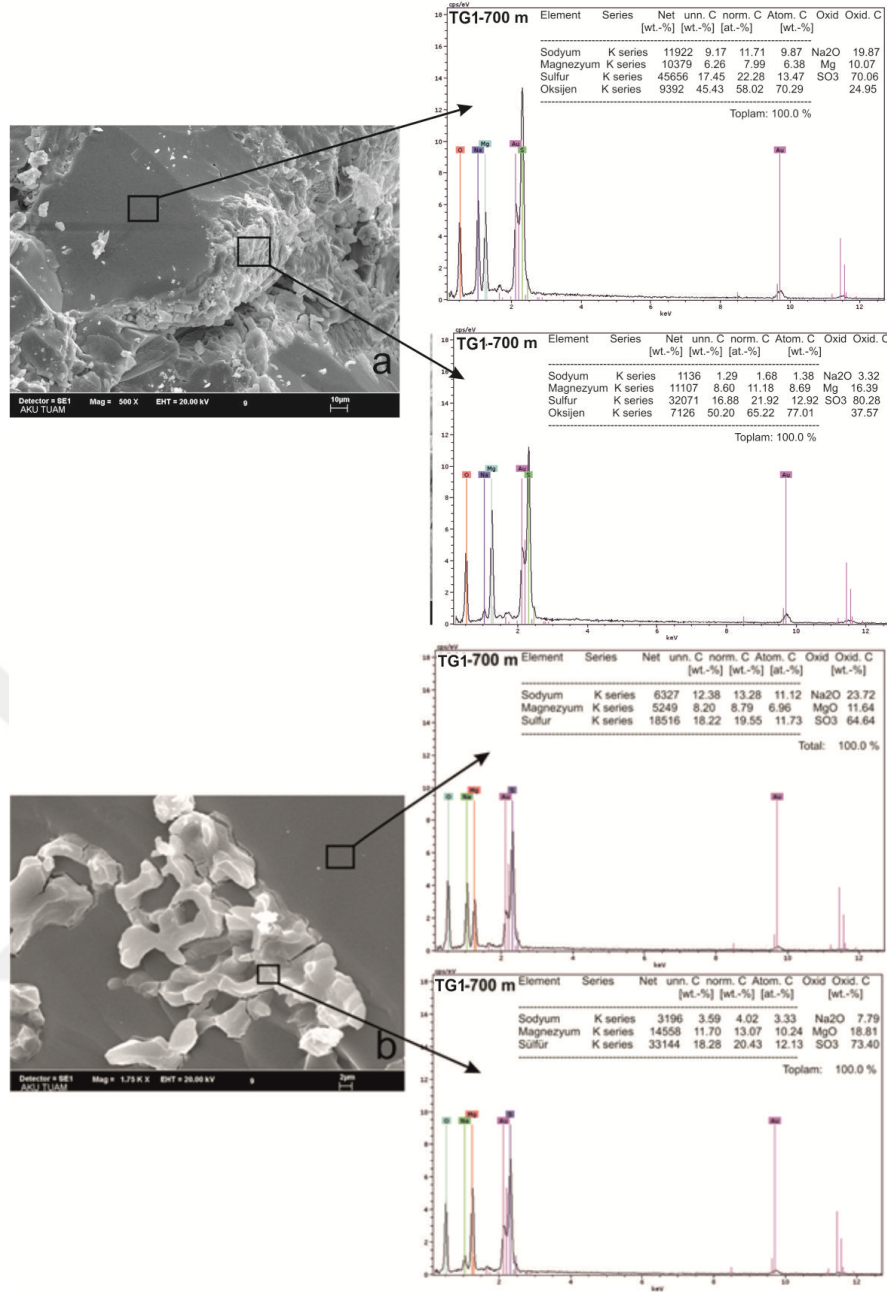
Şekil 5. 39. Lentiküler jips ve Mg ve Sr elementlerince zengin ara malzeme.

SEM çalışmalarında rastlanılan diğer sülfat mineralleri ise, Mg-Na mineralleridir; konyait ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4) \cdot 2.5\text{H}_2\text{O}$) (Şekil 5. 40), epsomit ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), blödit ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) / löveyit ($\text{Na}_{12}\text{Mg}_7(\text{SO}_4)_{13} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$) (Şekil 5. 41) ve tenardit ($\text{Na}_2(\text{SO}_4)$) (Şekil 5. 42). Bu minerallerin çoğunlukla diğer sülfat ve halit mineralleri ile birlikte çözeltiden direkt olarak çökdikleri veya dönüşüm ürünü olarak oluştukları gözlenmiştir (Şekil 5. 41). Yapılan EDS analizlerinde sulu magnezyum sülfat minerali olan epsomit ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) hidratlanmış Mg-Na sülfat minerali olan blöдите dönüştüğü belirlenmiştir. Evaporasyonun son evrelerinde çözelti sıcaklığının artışı ile birlikte öncelikle konyait minerali çökerken, çökelimden sadece birkaç saat veya gün içerisinde konyait ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4) \cdot 2.5\text{H}_2\text{O}$) mineralinin blödit ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) / löveyit ($\text{Na}_{12}\text{Mg}_7(\text{SO}_4)_{13} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$) minerallerine dönüşümü gerçekleşmektedir (Leduc, 2010). Epsomit mineraline dönüşüm ve/veya bu mineralin oluşumu ise evaporasyonun son evrelerinde gerçekleşir (van Doesburg ve ark., 1982; Leduc, 2010).

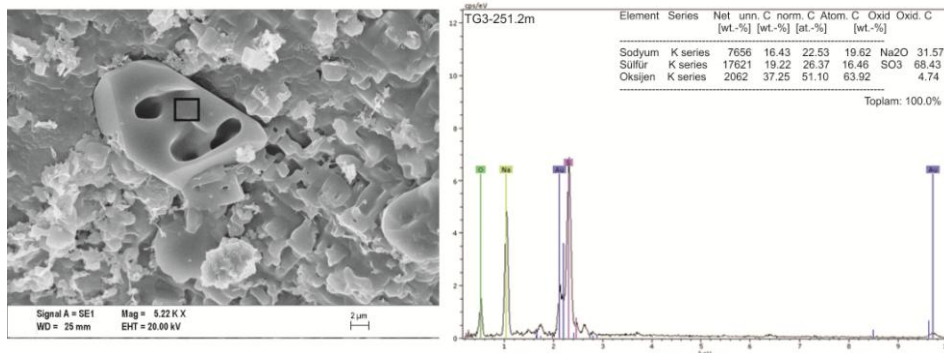


Şekil 5. 40. TG6 sondajına ait halit taban üzerinde farklı sülfat minerallerinin SEM görüntüsü: a) Özşekli Na-Mg sülfat mineralleri ve EDS analizi, b) Halitin EDS analizi.

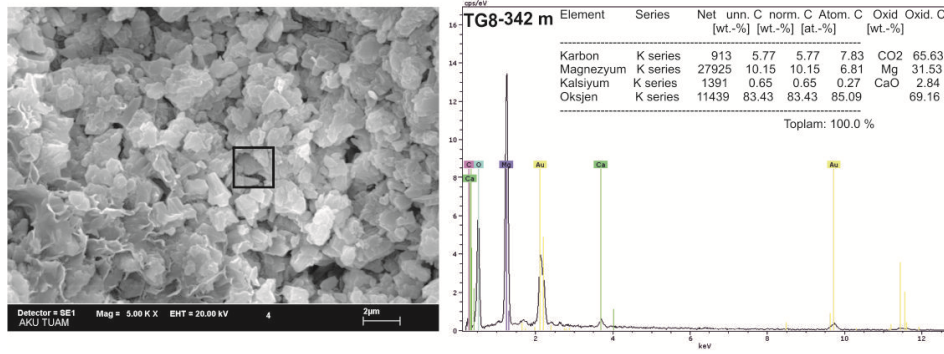
Bunun yanında SEM incelemelerinde tenardit minerali de belirlenmiştir. Tenardit mineraline SEM incelemelerinde halit minerali eşlik etmektedir (Şekil 5. 42). Tenardit kurak, tuzlu playa göllerinde ve evaporasyonun yüksek olduğu tuz göllerinde oldukça sınırlı koşullarda oluşabilen bir sodyum sülfat mineralidir. Bu mineral kimyasal açıdan mirabilit minerali ile oldukça benzer olmasına rağmen kristal yapısında su bulundurmaz. Mirabilit minerali göl ortamlarında duraysız bir mineral olup hava ile teması sonucu 10 mol suyunu kaybederek tenardite dönüşümü gerçekleşir. SEM görüntülerinden elde edilen tenarditlerin çoğunlukla özşekilsiz olması bu mineralin birincil çökelim ürünü olmadığını ve mirabilit mineralinden dönüşmüş olabileceğini işaret etmektedir.



Şekil 5. 41. TG1 sondajının çeşitli metrelerinden alınan numunelerin SEM görüntüleri ve EDS sonuçları: a) Blödit/löveyit mineralinin epsomit mineraline dönüşümü ve keçe dokusuna ait görüntü, EDS analizleri, b) Aynı dönüşüme ait petek dokusunu ve EDS analizleri.

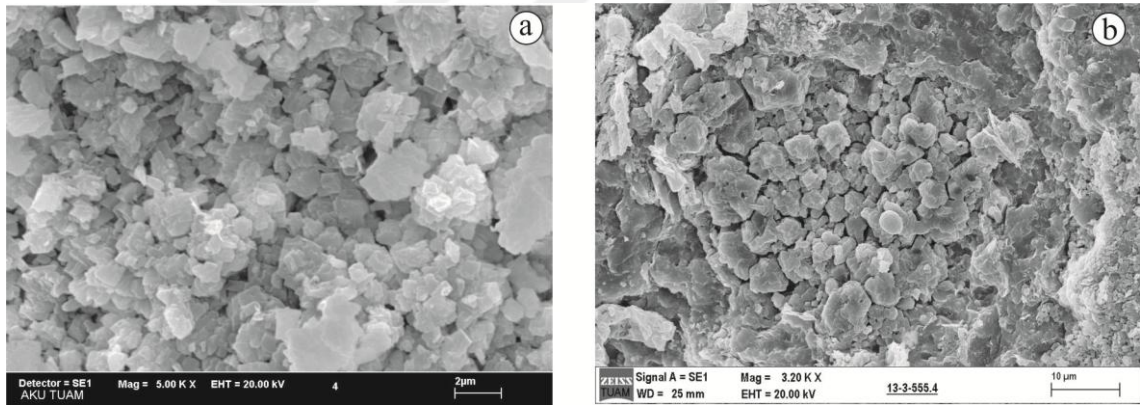


Şekil 5. 42. Halit hamur içerisinde yarıözşekilli tenardit minerali.



Şekil 5. 43. TG8 sondajının 342 m’den alınan numunenin SEM görüntüsü ve EDS analiz sonuçları.

Karbonatlı kayalara ait SEM incelemelerinde ise, kristallerin oldukça mikrokristalin dokuda oldukları ve bileşimlerinin magnezyumca zengin minerallerden dolomit ve çoğunlukla manyezit mineralinden oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 5. 43). Dolomit ve manyezit olduğu belirlenen bu minerallerin yukarıda bahsedildiği üzere jips ve killere iç içe veya ardalanmalı olarak bulunduğu gözlenmiştir (Şekil 5. 43; Şekil 5. 44).



Şekil 5. 44. Karbonatlı kayalara ait örneklerinin SEM görüntüsü (a) mikrokristalin dokuda dolomit TG8 (342 m.), TG3 (555.4 m.) (b) Sondajlarından alınan örneklerde özşekilsiz manyezit minerallerinin SEM görüntüleri.

6. JEOKİMYASAL İNCELEMELER

6.1. Tüm Kaya Analizleri

Çalışma alanından TG3, TG4 ve TG6 sondajlarına ait 26 saf ve safa yakın halit örneğinin kimyasal analizi yapılmış ve ana, iz ve tali element içerikleri değerlendirilmiştir (Çizelge 6.1).

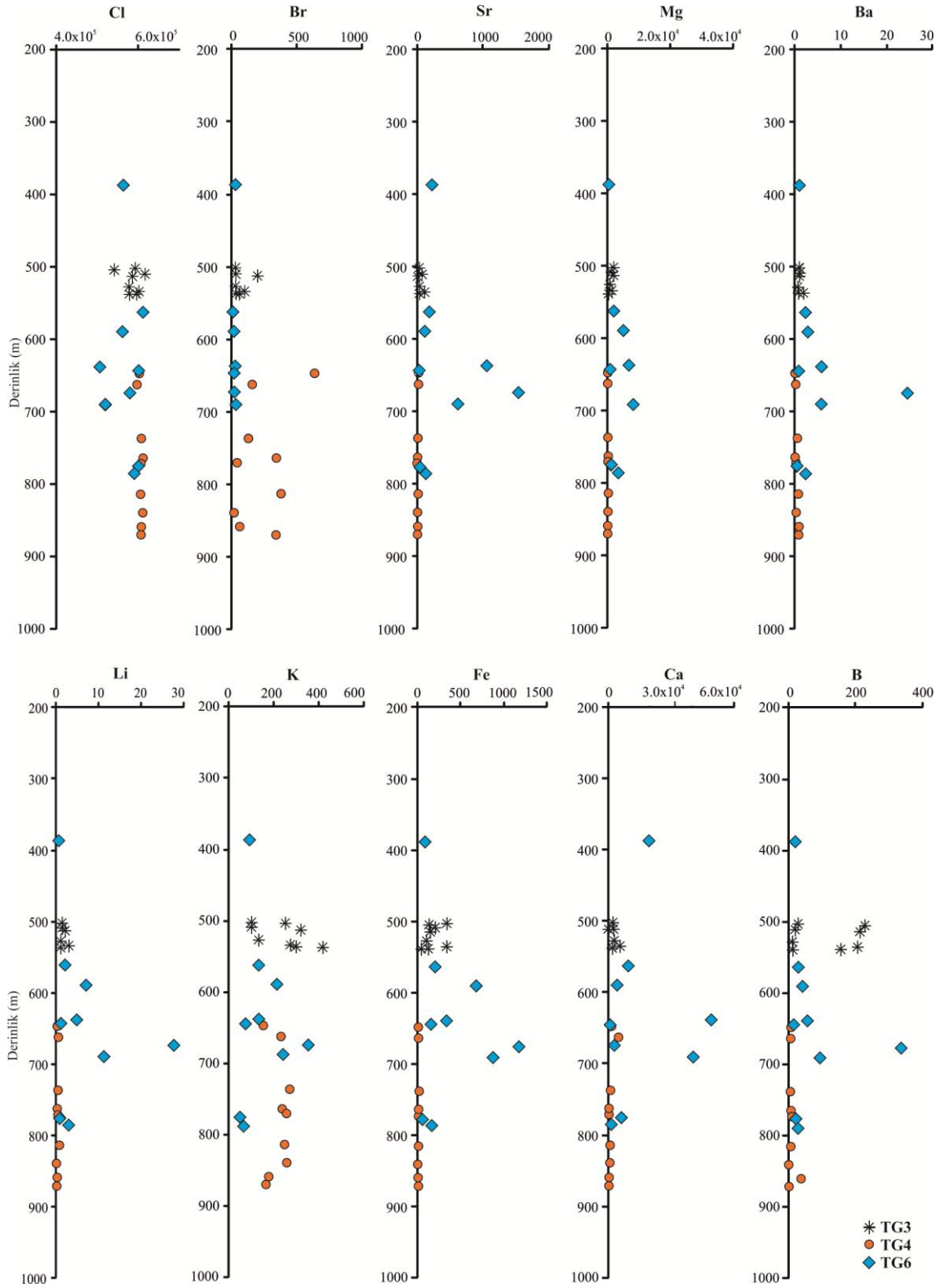
TG3 ve TG6 sondajları birbirine oldukça yakın alanlarda bulunmalarına rağmen Sr^{2+} , Mg^{2+} , Ba^{2+} , Li^+ , Fe , Ca^{2+} ve B^{3+} element içerikleri açısından değerlendirildiklerinde TG3 sondajına ait halitlerin belirtilen elementlerce TG6 sondajına ait halitlere göre daha zengin olduğu belirlenmiştir. TG4 sondajına ait halitler ise, her iki sondajdan farklı davranış sergiler. Buna ek olarak Br^- , Ca^{2+} , K^+ , Fe , Sr^{2+} ve Li^+ elementlerinin içeriği, her bir sondajın farklı derinliklerinde bileşimsel olarak farklılık gösterir (Şekil 6. 1).

TG6 sondajına ait örneklerin Ca^{2+} ve Sr^{2+} içerikleri diğer sondajlara göre oldukça yüksektir (sırasıyla 827-48911 ppm ve 19-1539 ppm arasında değişmektedir). TG3 ve TG4 sondajlarına ait halitlerin ise, Ca^{2+} ve Sr^{2+} içerikleri, sırasıyla 618-12365 ve 17-100 ppm ile 49-4790 ve 1-16 ppm arasındadır. TG3, TG4 ve TG6 sondajlarının K^+ içeriği sırasıyla 99-420 ppm, 153-267 ppm ve 49-352 ppm'dir (Çizelge 6.1). TG6 ve TG3 sondajlarının Mg^{2+} içeriği yüksek olmasına karşın (sırasıyla 537-37397 ve 6101-2210 ppm), TG4 sondajında Mg^{2+} içeriği düşüktür (12-278 ppm). İncelenen örneklerde SO_4^{2-} için de benzer farklılıklar gözlenmiştir. TG4 sondajının SO_4^{2-} içeriği diğer sondaj numunelerinden daha düşüktür (272-9798 ppm). TG6 ve TG3 sondajlarında ise SO_4^{2-} içeriği yüksektir (sırasıyla 1947-54549 ve 1981-15437 ppm). Tüm sondajlarda Na^+ ve Cl^- içeriği oldukça yüksek olup, Na^+ içerikleri %30-41, Cl^- içeriği %50-60 arasındadır. Sondajların Br^- içerikleri oldukça geniş bir aralıkta değişim göstermiştir (~ 7-637 ppm). TG3 ve TG6 sondajlarının Br^- içerikleri düşükken (5-200 ppm), TG4 sondajının Br^- içeriği oldukça yüksek olup 637 ppm değerine kadar ulaşmıştır (18-637 ppm) (Çizelge 6.1). Özellikle TG6 sondajından alınan halit minerallerinin Br^- içeriği aşırı derecede düşüktür (5-19 ppm), TG3 sondajında ise Br^- içeriği TG6 ya oranla nispeten yüksektir (9-200 ppm). Deneysel çalışmalarda halitin 70-250 ppm Br^- içeriği ve deniz suyunun sürekli buharlaşması esnasında, ilk çökellerin düşük Br^- içerdiği Holser (1979) tarafından açıklanmış ve 70 ppm den düşük değerlerin halitin ikincil çökelişi sırasında

ikincil deniz veya meteorik suyun girişimini belirttiğini ifade edilmiştir. Halit kristallerinin düşük Br^- içerikleri yeniden çözünme-yeniden kristallenme veya çökelen halitin çökelimle eş zamanlı diyajenetik akışkanlarla değişime uğradığını gösterir (Blamey ve Brand, 2019). Deniz suyundan ilk çökelim sırasında oluşan halit kristallerinin Br^- içeriklerinin 10.6 kez konsantre olduğu deneysel olarak gösterilmiştir (Babel ve Schreiber, 2014).

Çizelge 6. 1. TG3, TG4 ve TG6 sondajlarına ait saf halitlerin kimyasal analiz sonuçları.

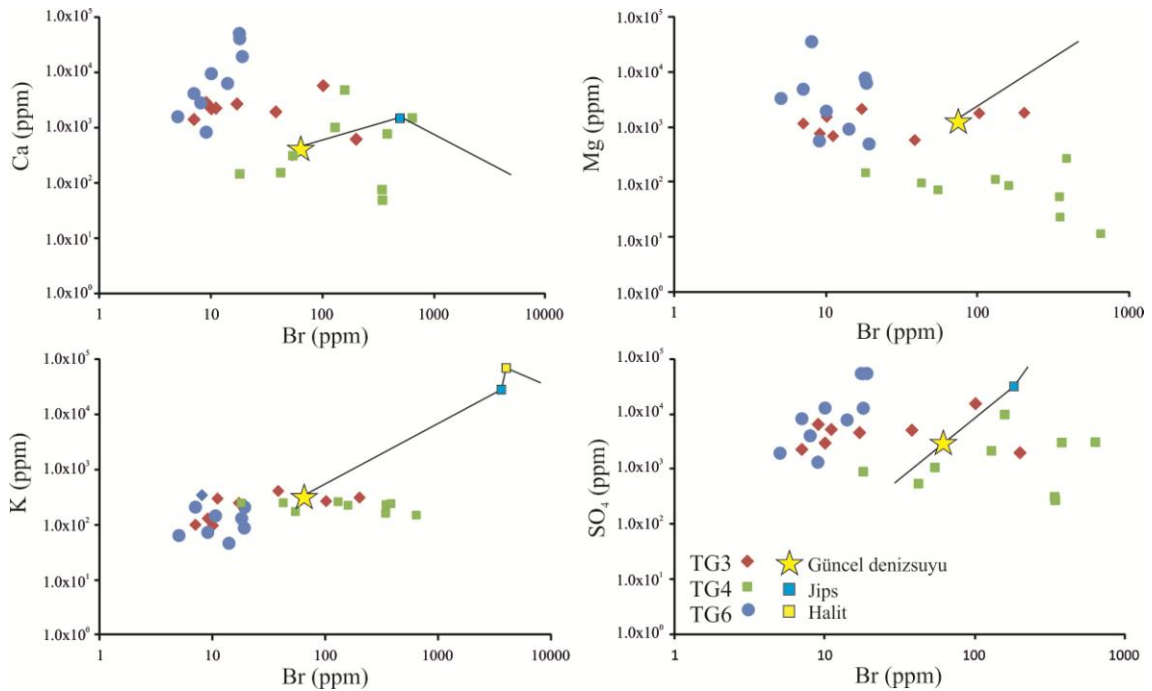
Derinlik (m)	B mg/l	Ba mg/l	Ca mg/l	Cs mg/l	K mg/l	Li mg/l	Mg mg/l	Na %	Rb mg/l	Sr mg/l	Ti mg/l	Br mg/l	Cl %	SO ₄ mg/l
TG3														
501.6	28.05	1.08	2199	1.97	99	1.41	1592	39	1.36	29	6.09	10	59	2967
503.5	226.62	1.65	2677	2.43	255	1.68	2210	36	2.15	41	7.28	17	54	4602
509.6	19.42	1.46	1407	2.44	102	1.62	1199	37	1.39	64	6.35	7	61	2279
512.5	212.96	0.97	618	1.56	318	2.32	1880	35	1.87	17	5.78	200	58	1981
527	11.45	0.72	2844	1.30	133	0.96	787	41	0.88	34	2.22	9	57	6492
534	205.63	1.65	5731	3.04	274	3.03	1841	33	1.82	100	9.09	101	60	15437
537	12.57	0.70	2246	0.82	305	1.22	709	38	1.33	34	2.18	11	59	5250
537.4	155.65	1.32	1927	2.10	420	1.13	601	36	2.10	35	2.80	38	57	5097
TG4														
646.7	-	0.07	1498	0.26	153	0.16	12	39	0.34	6	0.25	637	60	3080
662.1	5.93	0.24	4790	0.34	231	0.57	90	38	0.11	16	2.46	158	59	9798
736.5	4.91	0.60	1007	1.07	267	0.48	116	39	0.54	7	1.65	129	60	2154
763.5	3.88	0.03	49	0.23	237	0.15	24	39	0.16	1	0.59	344	61	272
770	5.70	0.30	154	0.42	256	0.22	100	39	0.72	1	0.63	42	60	543
813.5	6.17	0.81	773	1.87	247	0.81	278	39	1.02	11	0.61	380	60	3031
839	-	0.35	146	0.47	257	0.12	153	39	0.59	1	0.09	18	61	899
858.5	36.98	0.95	311	1.25	177	0.29	75	39	0.38	4	1.11	54	60	1068
869.5	0.95	0.87	76	1.07	165	0.18	56	39	0.17	1	0.43	341	60	314
TG6														
386.6	18.33	1.08	19241	1.72	89	0.65	511	36	0.57	221	6.81	19	56	54549
562.1	28.72	2.41	9445	4.27	133	2.24	1964	34	1.19	180	4.57	10	61	12833
588.9	41.34	2.95	4126	5.00	213	7.05	5040	39	2.67	112	12.91	7	56	8223
637.7	56.98	5.84	48911	10.87	133	4.86	6588	29	0.94	1049	8.99	18	50	12723
642.7	14.88	0.86	827	1.382	74	1.14	603	39	1.25	31	4.64	9	60	1353
673.5	336.09	24.54	2816	45.17	352	27.56	37397	36	2.90	1539	26.69	8	57	4092
689.3	92.96	5.78	40415	11.10	241	11.21	8106	34	1.96	616	19.01	18	51	53699
774.6	21.48	0.51	6284	0.61	49	0.96	948	37	0.90	19	1.44	14	60	7806
785.5	27.95	2.38	1575	3.26	65	2.93	3430	38	0.99	128	4.15	5	58	1947



Şekil 6. 1. TG3, TG4 ve TG6 sondajlarına ait halitlerin derinliklere bağlı olarak bazı element içeriklerinin düşey değişimi (Element içerikleri ppm olarak verilmiştir).

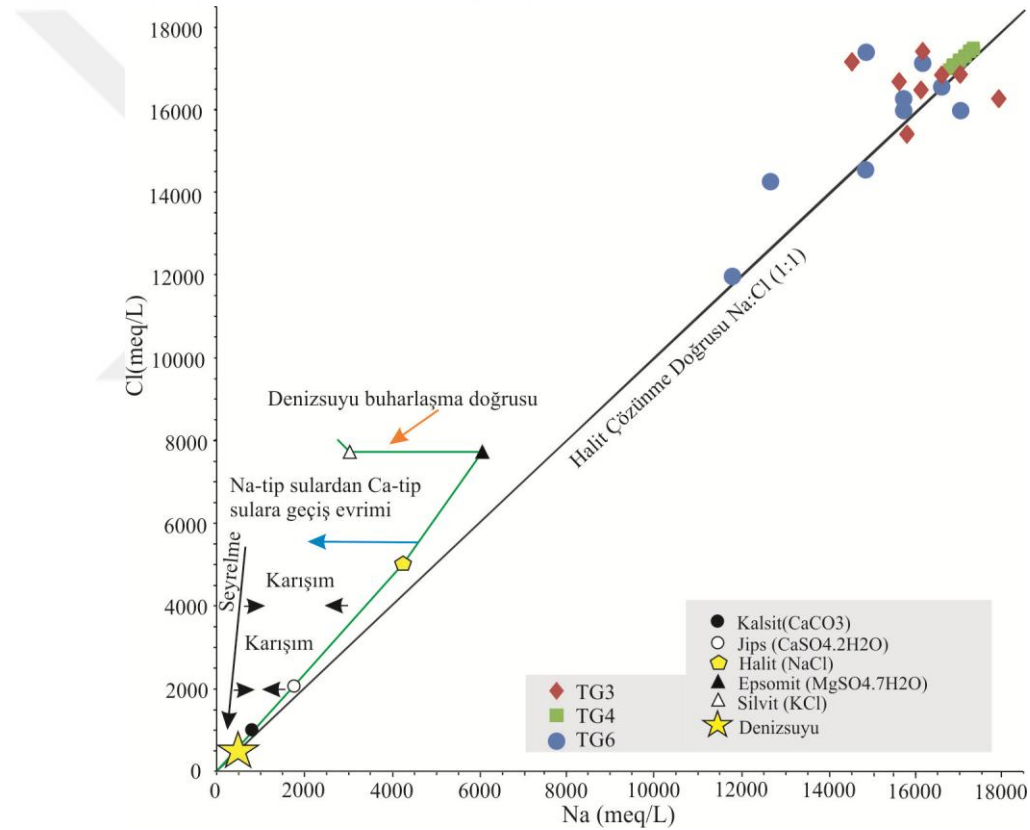
Güncel deniz suyu ve evaporasyon çizgisi, buharlaşma esnasında orjinal çözeltilerin geçirdiği bileşimsel değişim hakkında detaylı bilgi vermektedir (Rittenhouse, 1967; Carpenter, 1978; Kharaka ve Hanor, 2003) (Şekil 6. 2). Br elementi minerallerin kristallenme süreçlerinde çözeltide kalmayı tercih ettiğinden, Br-Cl elementlerinin değerlendirildiği ikili diyagramlarda Br izleyici olarak kullanılmaktadır. Çalışma alanına ait halitlerin kimyasal bileşimi güncel deniz suyu evaporasyon eğrisi ile karşılaştırılarak çalışma alanında çökeltim neden olan çözeltilerin geçirdiği evrimsel süreç açıklanmaya çalışılmıştır. Ca^{2+} elementinin TG3 ve TG6 sondajlarında denizel evaporasyon eğrisine oranla oldukça zenginleştiği TG4 sondajında ise birkaç örneğin dışında denizel evaporasyon eğrisi ile örtüştüğü belirlenmiştir (Şekil 6. 2). Kalsiyumun zenginleşmesi yeraltı suları ve/veya yüzey suyu girişiyle gerçekleşir (Kharaka ve Hanor, 2003). Benzer şekilde, TG3 ve TG6 sondajlarında SO_4^{2-} ve Mg^{2+} içeriklerinde aşırılık söz konusu iken TG4 sondajında deniz, evaporasyon çizgisinden daha aşağıda yer almakta ve SO_4^{2-} ve Mg^{2+} içerikleri azalmaktadır. Ayrıca her iki elementin de Br içeriğindeki artış ile ters orantılı oldukları belirlenmiştir. TG4 sondajının SO_4^{2-} içeriği deniz suyu buharlaşma çizgisinden daha aşağıda olmasına rağmen bu çizgi ile paralellik göstermektedir. Çalışma alanına ait sondajlardaki SO_4^{2-} ve Mg^{2+} içeriklerindeki artış de-dolomitlenme ile açıklanmaktadır. Bölgede yeraltı suyu ana akifer sistemlerini karbonatlı kayalar oluşturmaktadır (kristalize kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşı). Ayrıca yeraltı suyu akış yönleri boyunca hareket ederken akifer içerisinde jips içeren kayalarla etkileşim yapmaktadır (Bayarı ve ark., 2009; Bozdağ, 2016). Jips, karbonatlı kayalara oranla çok daha kolay çözünebilirliğe sahip bir mineral olduğundan jipsin çözünmesi ile birlikte çözelti içerisinde Ca^{2+} ve SO_4^{2-} konsantrasyonları artmaktadır. Jipsin daha fazla çözünmesi ve ortak iyon etkisi süreci boyunca Ca^{2+} konsantrasyonunda bir artış söz konusu olur (Edmunds ve Shand, 2008). Artan Ca^{2+} konsantrasyonu nedeniyle kalsit çökeltimi gerçekleşirken bikarbonat iyonunun çözelti içerisinde azalmasıyla çözeltide uyumsuz dolomit çözünmesi meydana gelmekte ve çözünme ile çözelti ve kayaç arasında $CaCO_3 + MgCO_3 + Ca^{2+} \leftrightarrow 2CaCO_3 + Mg^{2+}$ reaksiyonunun gelişmesine neden olmaktadır (Edmunds ve Shand, 2008). Bu süreç dolomitin kalsit ile yer değiştirmesi olup de-dolomitlenme olarak adlandırılır. De-dolomitlenme ile Tuz Gölü havzası içerisinde hareket eden yeraltı ve yüzey suları SO_4^{2-} ve Mg^{2+} elementlerince zenginleşmiştir. De-dolomitlenmenin yanında havzadaki magnezyum kaynağı olarak düşünülebilecek iki pasif mekanizma daha belirlenmiştir. Bunlar Mg^{2+} ca zengin killer ve tabanda yer alan ultramafik kayalardır.

Br'a karşı ana iyon element grafikleri, karışım ürünleri ve orjinal çözelti arasındaki son ürünler hakkında önemli bilgi vermiştir (tatlı su, deniz suyu ve meteorik sular) (Şekil 6. 2). K^+ içeriği TG3 ve TG6'e ait birçok örnekte deniz suyu evaporasyon değerlerinden düşüktür. TG4 sondajının tamamına yakınında denizel değerlere yakınen TG3 sondajında sadece birkaç örneğin K^+ içeriği denizel değerlere yakındır. K^+ içeriğindeki bu azalma çözünen halit kristallerinin bileşimine giren potasyumun sedimanlar arasındaki killer tarafından adsorbe edilmesi ile ilişkilendirilmiştir (Şekil 6. 2). Havza içinde dolaşmakta olan yeraltı suları halit ve sülfatların birçok defa çözüp yeterli konsantrasyona ulaştıklarında tekrar çökelmelerine neden olmuştur. Çözünüp yeniden kristalleşme esnasında mevcut elementler iyonik çaplarına göre farklı davranışlar sergilemekte ve bir kısım elementler katı faza geçerken bir kısmı da çözeltide kalmayı tercih etmektedir. Böylelikle çözeltinin bileşimi ile birlikte havza içerisine ilerledikçe havza orijinal bileşimini kaybetmekte ve çok daha karmaşık bir hale gelmektedir. Çözünme, karışma ve yeniden çökme süreçleri ile birlikte etkin şekilde süren diğer mekanizma ise; yeraltı suyunun havza kenarlarından havza merkezine doğru akışı esnasında iyon konsantrasyonunun havza içlerine doğru ilerledikçe artmasıdır. Bu süreçte havzanın element bileşiminin bölgesel olarak değişmesi de önemli etkilerden biridir.



Şekil 6. 2. Tuz Gölü havzasından alınan numunelerin iyon konsantrasyonları (ppm) ile Br (ppm) arasındaki ilişki. Not: Çizgiler deniz suyunun buharlaşma aşamalarını göstermektedir (Shouakar-Stash (2008)'den modifiye edilmiştir).

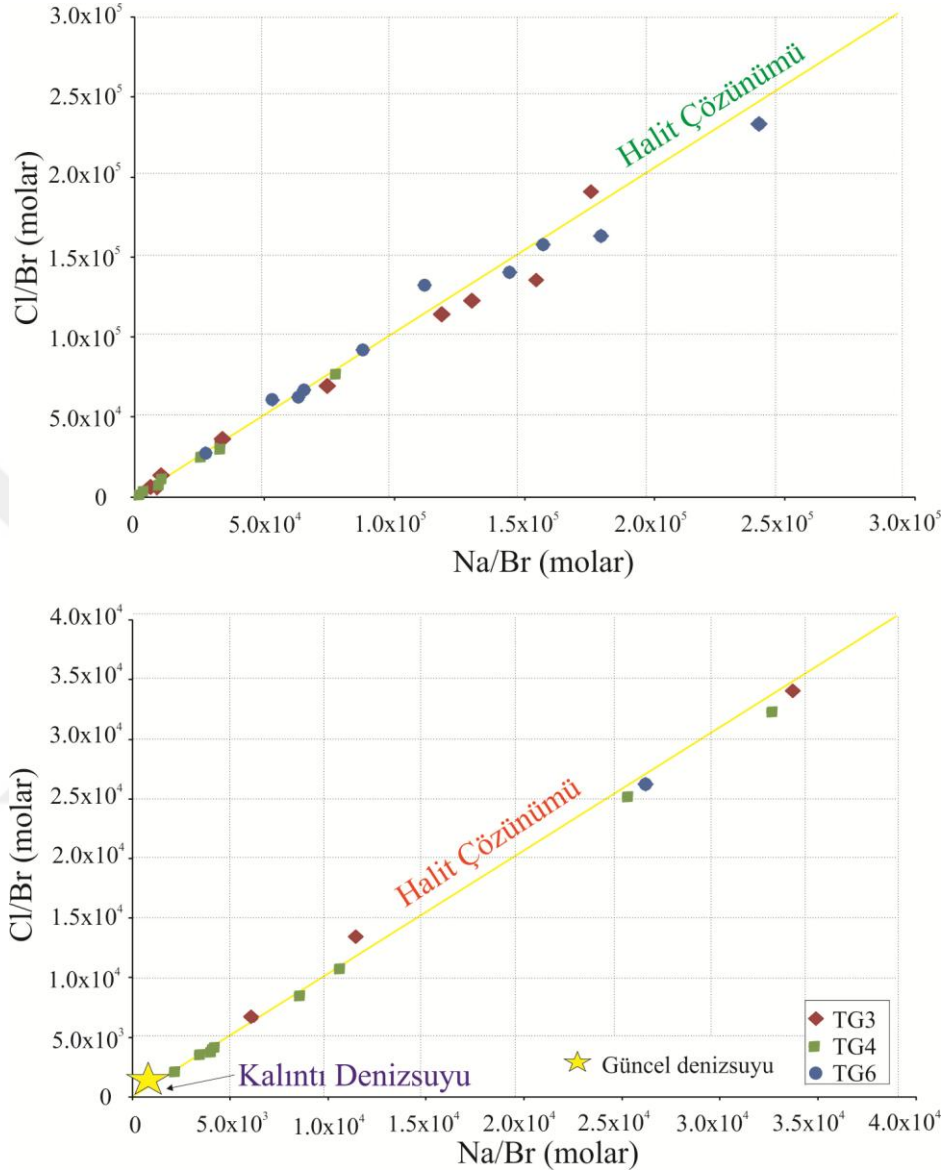
Çökeltimeden neden olan çözeltinin bileşimini belirlemek amacıyla çalışma alanına ait örneklerin Cl-Na (meq/L) içerikleri ikili diyagramı hazırlanarak incelenmiştir (Şekil 6. 3). TG4 sondajına ait örneklerin tamamı halit çözünmesi çizgisi üzerine düşmüştür. TG3 ve TG6 sondajına ait örneklerinin bir kısmı da halit çözünme çizgisi üzerinde veya yakınında yer almıştır ve bu çizgi halit çökeltimeden neden olan çözeltinin konsantrasyonunun Na-Cl bileşiminde olduğunu göstermektedir. Fakat TG3 ve TG6 sondajlarına ait örneklerin bir kısmı çizginin soluna düşmüştür ve elementlerdeki sola yönelim çözelti bileşiminin de Ca-Na-Cl tipinde bir çözelti bileşimine doğru kaydığını işaret etmekte olup, yeraltı veya meteorik su girişinin varlığını belirtebilir (Şekil 6. 3).



Şekil 6. 3. TG3, TG4 ve TG6 sondajlarına ait örneklerin Cl (meq/L) - Na (meq/L) diyagramı.

Cl/Br (molar)-Na/Br (molar) oranları, birçok kişi tarafından halit mineralinin kökenini belirlemek için kullanılmıştır (Harvie ve ark., 1984; McCaffrey ve ark., 1987; Martini ve ark., 1998) (Şekil 6. 4). Ayrıca bu elementlerin molar değişimleri tatlı su girişi ve halit çözünmesi gibi Br⁻ içeriğindeki düşümlere neden olan etkilerin belirlenmesinde de kullanılmıştır (Fontes ve Matray, 1993). Tüm numuneler suyun buharlaşma eğrisi ile kıyaslandığı halit çözünme çizgisi boyunca iz düşmüştür. Halit

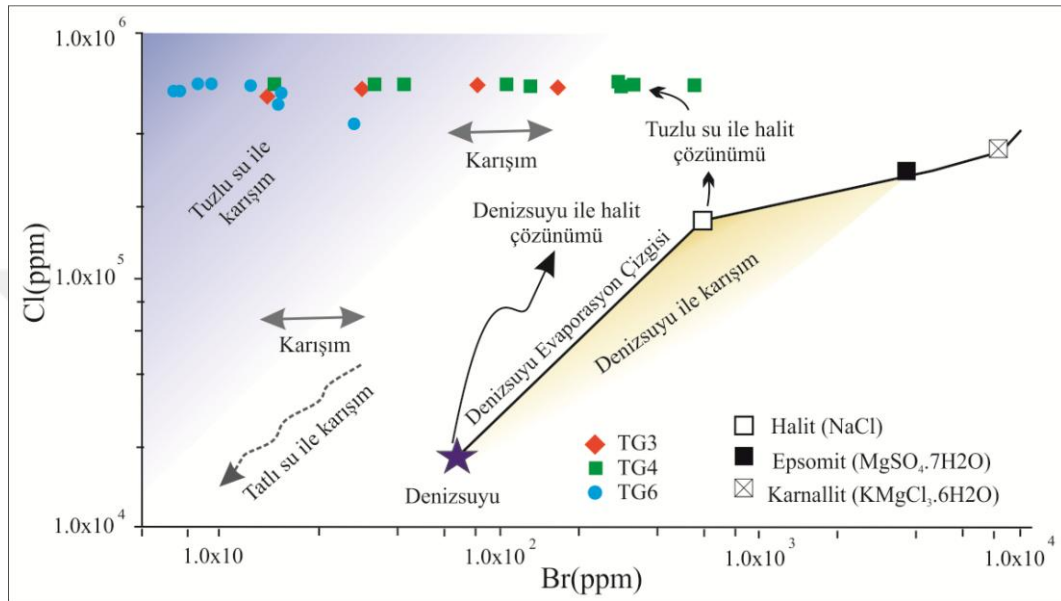
çözünmesi ortama giren tatlı ve/veya tuzlu su girişiyle ayrıca deniz suyunun karışımı ile meydana gelmiş olabilir. Tüm bu grafikler ve kimyasal verilere göre halitler çözünme ürünü olan bir tuzlu sudan çökelmiş olabilecekleri söylenebilir.



Şekil 6. 4. Tuz Gölü Havzasındaki saf halit örneklerinin Na-Cl-Br oranları ikili grafikleri. Deniz suyu buharlaşma eğrisi ve halit çözünme eğrisi (Harvie ve ark., 1984). Denizsuyu (McCaffrey ve ark., 1987). a) Tüm numuneleri kapsayan grafik, b) Deniz suyu buharlaşma verileri ile bu alana yaklaşan çalışma alanına ait örneklerin bir kısmını kapsayan grafik.

Halitlerde çözünmeye neden olan çözeltinin kimyasının belirlenmesi amacıyla Br (ppm)-Cl (ppm) diyagramı hazırlanmıştır (Şekil 6. 5). TG6 örneklerinin tamamının ve TG3 sondajına ait örneklerin büyük bir çoğunluğunun halit çözünmesine neden olan çözeltinin daha seyreltik tuzlu sular tarafından gerçekleştirildiği belirlenmiştir. Bu grafikte TG4 sondajının tamamına yakınının ve TG3 sondajına ait örneklerin bir kısmı halit çözünmesine neden olan çözeltinin deniz suyu veya yüksek Br⁻ konsantrasyonuna

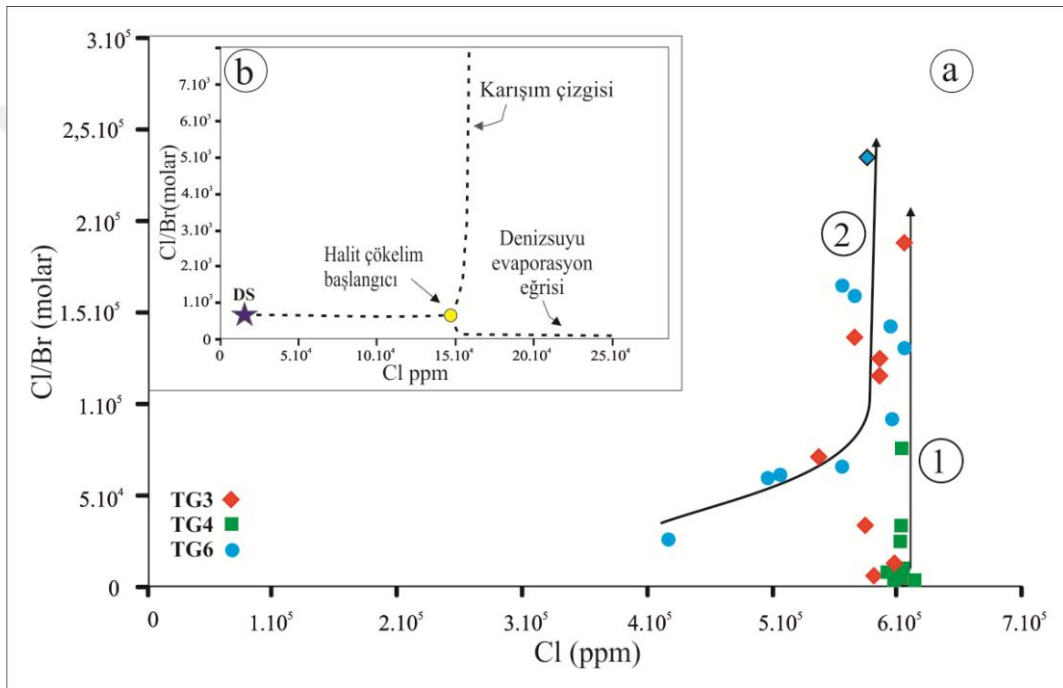
sahip bir çözelti olabileceğini göstermektedir (Şekil 6. 5). Bu diyagramlar, aynı zamanda, birkaç son-üye arasında bazı karışım senaryoları hakkında bir fikir vermektedir. Br^- içeriğindeki azalma da dikkate alındığında örneklerin bir veya birden çok kez farklı bileşimsel konsantrasyona sahip çözeltiler ile etkileşime girip çözündüğü ve yeterli konsantrasyona ulaşınca yeniden kristallendiğini desteklemektedir (Rittenhouse, 1967).



Şekil 6. 5. Denizsuğunun buharlaştırılması esnasında Cl - Br konsantrasyon değişimleri logaritmik grafiği, küpler evaporit mineral fazlarının başlangıç noktalarını gösterir (Rittenhouse, 1967; Carpenter, 1978; Matray, 1988).

Cl/Br'a (molar) karşı Cl (ppm) grafiğiyle de farklı kökenli ve farklı tuzluluk derecelerine sahip çözeltiler arasındaki karışımların tanımlamaları yapılabilmekte ve böylece uç bileşen akışkanların kökeni daha kesin olarak ortaya konulmaktadır (Şekil 6. 6). Çalışma alanına ait halitlerin Cl konsantrasyonları diğer Messiniyen havzaları olan Kızıl Deniz, Lorca ve Caltanissetta ve Serravaliyen-Tortoniyen havzaları olan Karpatiyen havzası ve Süveyş Körfezi ile karşılaştırıldığında oldukça yüksektir (Brennan ve ark., 2013). TG3, TG4 ve TG6 sondajlarına ait örneklerinin karışım modeli 1 ve 2 numaralı çizgilerle gösterilmiştir (Şekil 6. 6). Tuz Gölü güneyini temsil eden bu örnekler, Şekil 6. 6b'de belirtilen karışım çizgisi ile oldukça uyumlu fakat bu çizginin daha sağında yer almıştır. Bunun nedeni, Tuz Gölü havzasına ait örneklerin Br^- içeriklerinin düşük, buna karşın Cl içeriklerinin daha yüksek oluşudur. Bu değişimin temel sebebi havza içerisine Cl konsantrasyonu çok yüksek akışkanların girişi ve/veya çökelen halitlerin bir kısmının ikinci olması olabilir. Çözelti, Na^+ - Cl^- iyonlarınca

yeterli konsantrasyona ulaştığında Cl⁻ zengin halit çökelişi gerçekleşir fakat halit çökelişi esnasında Br⁻ çözeltide kalmayı tercih edeceğinden çökelen halitler Br⁻'ca fakirleşir. Şekil 6. 6a' da gözlenen TG6 sondajının örneklerine ait eğri "J tipinde", TG3 ve TG4 sondalarına ait eğri ise "I tipinde" dir. J trendine (2 nolu eğri) sahip halitler denizel bileşime sahip bir çözeltiliye farklı köken veya bileşime sahip Cl⁻ iyonunca zengin bir çözeltinin karışımını işaret etmektedir (Grandia ve ark., 2003). I trendine (1 nolu eğri) sahip halitler ise daha önceden çökelmiş olan denizel halitlerin farklı köken ya da bileşime sahip yine Cl⁻ iyonunca zengin çözeltiler ile çözünüp yeniden kristallenme ürünü olduklarını göstermektedir (Grandia ve ark., 2003).



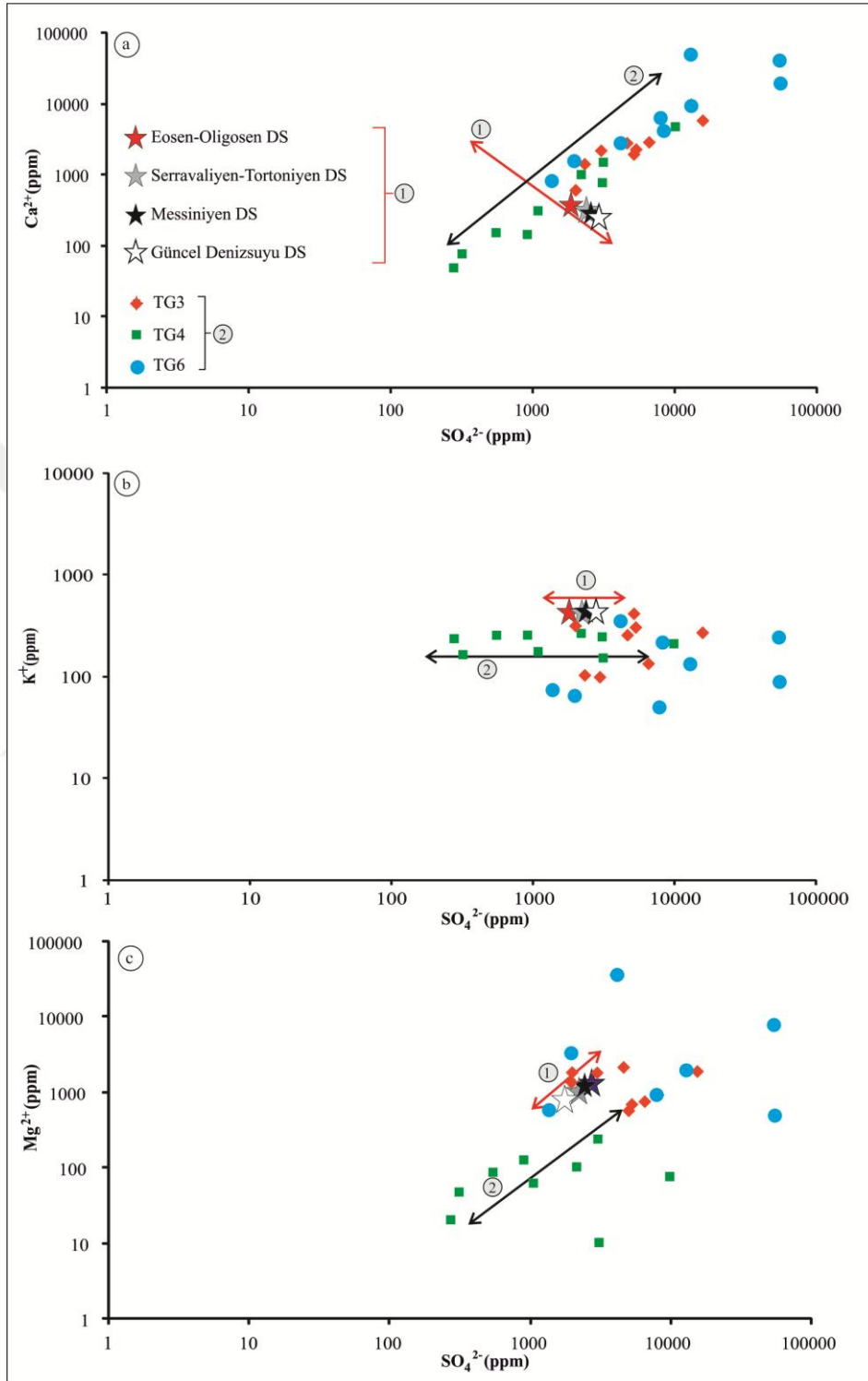
Şekil 6. 6. Tuz Gölü havzasından alınan örneklerin Cl/Br (molar) - Cl (ppm) grafiği. a) TG3, TG4 ve TG6 sondajlarının numunelerdeki Cl/Br (molar) - Cl (ppm) grafiği. Çizgi 1 ve 2: TG3, TG4 ve TG6 numunelerinin buharlaşma eğilimini temsil etmektedir, b) Grandia ve ark. (2003)'nin karışma modelini temsil eder.

Deniz suyunun buharlaşması ile ilk çökelen halitlerin teorik olarak hesaplanmış Br⁻ konsantrasyonu 65-75 ppm arasındadır (Braitsch ve Herrmann, 1963). Bununla birlikte, Messiniyen deniz suyunun Br⁻ konsantrasyonu 38 ppm'e kadar düşebilmektedir (Bloch, 1953). Okyanuslarda Br⁻'un kalış süresi yaklaşık 100 My olup 36 My'dan bugüne kadar deniz suyu oluşturan halitler teorik olarak 40 ppm'in üzerinde Br⁻ içermelidir (Brennan ve ark., 2013). Fakat bu 40 ppm'den daha düşük Br⁻ içeriğine sahip halitlerin denizel kökenli olmayacağı anlamına da gelmemektedir. Denizel kökenli çözülmüş halitin havza içerisine akışı ve yeniden çökelişi aşamasında halit içindeki bromür miktarı azalır ve daha sonra bu çözelti düşük Br⁻ konsantrasyonuna sahip

halitlerin çökmesine neden olabilmektedir. Ancak artan evaporasyona bağlı olarak çökelim devam ederse brom konsantrasyonunda artış meydana gelmektedir (Brennan ve ark., 2013). Ayrıca Colorado ve Wyoming'deki Eosen yaşlı Green River formasyonu denizel olmamasına rağmen yüksek Br^- konsantrasyonlarına sahiptir (Dyni ve ark., 1970). Dolayısıyla, düşük/yüksek Br^- konsantrasyonlarının denizel veya denizel olmayan kökenlerin kesin bir belirteci olarak düşünülmesi ya da değerlendirilmesi hatalıdır.

Senozoyik süresince halitlerin K^+ içeriğinin sabit olduğu belirlenmiştir (440 ppm) (Brennan ve ark., 2013). İncelenen örneklerin K^+ içeriği araştırmacıların verdiği değerden genellikle düşüktür. Bunun sebebi sondajlarda sıklıkla killi ara seviyelerinin varlığı olarak düşünülmüştür. Potasyumun kil mineralleri (örneğin, illit) tarafından adsorbe olması, incelenen halitlerin K^+ içeriğinin (49-420 ppm) Senozoyik deniz sularının içeriğinden daha düşük olmasına neden olmuş olabileceği değerlendirilmiştir (Şekil 6. 7). Holland (1984) ve Brennan ve ark. (2013) Ca^{2+} konsantrasyonunun Eosen deniz suyundan (384 ppm) günümüz deniz suyuna doğru (264 ppm) azaldığını belirlemişlerdir (Şekil 6. 7a-1.çizgi). Ayrıca, Senozoyik deniz sularındaki kalsiyum ve sülfat iyonlarının konsantrasyonları arasında ters bir ilişki vardır. İncelenen halitlerin Ca^{2+} (49 ile 48911 ppm) ve SO_4^{2-} (272 ile 54549 ppm) içerikleri geniş bir dağılım aralığına sahiptir ve Senozoyik denizinin aksine pozitif doğrusal eğilim gösterir (Şekil 6. 7a-2.çizgi). Sözkonusu örneklerdeki sülfat ve kalsiyum arasındaki bu pozitif doğrusal ilişki de-dolomitleşme mekanizması ile ilgilidir. De-dolomitleşme süreci sonucunda çözeltinin Ca^{2+} ve SO_4^{2-} iyonlarınca zenginleşebilmektedir. Deniz suyunda Mg^{2+} içeriği Eosen'den (874 ppm) günümüz deniz suyuna (1336 ppm) doğru artış göstermiştir (Brennan ve ark., 2013) (Şekil 6. 7c). TG3 ve TG6 örneklerinin Mg^{2+} içeriği Senozoyik deniz suyuna oranla daha yüksektir ve TG4 örneklerinin Mg^{2+} içeriği ise Senozoyik deniz suyu ve güncel deniz suyundan daha düşüktür. TG3 ve TG6 sondajlarının yüksek Mg^{2+} içeriği de-dolomitleşme mekanizması ile açıklanabilirken, TG4 sondajının düşük Mg^{2+} içeriği bu sondajın çalışma alanında daha sınırlı bir aktif hidrolik döngü alanında bulunması ile ilişkilidir. Eosen-Oligosen deniz suyunun SO_4^{2-} içeriği 1824 ppm olarak hesaplanırken, günümüz deniz suyunun SO_4^{2-} içeriği 2784 ppm olarak tespit edilmiştir (Brennan ve ark., 2013). TG3 ve TG6 örneklerinin SO_4^{2-} içeriği, Senozoyik ve güncel deniz suyuyla benzer aralıkta yer alır. Bununla birlikte, TG4 örneklerinin belirgin derecede düşük SO_4^{2-} içeriğine sahip olduğu belirlenmiştir (Şekil 6. 7). Bu düşük SO_4^{2-}

içeriği de özellikle bu sondajın bulunduğu bölgede faydan kaynaklı geçişimsiz killi zonların varlığı ile ilişkilendirilmiştir.



Şekil 6. 7. Eosen-Oligosen, Serravaliyen-Tortoniyen, Messiniyen, Güncel deniz suyu ve Tuz Gölü havzası örneklerin ana katyonları ve anyon konsantrasyonları SO_4^{2-} ile Mg^{2+} , K^+ ve Ca^{2+} (ppm) arasındaki ilişki. Eosen-Oligosen, Serravaliyen-Tortoniyen ve Messiniyen denizinin bileşimi (Brennan ve ark., 2013), güncel deniz suyunun bileşimi (Holland, 1984). 1: Eosen-Oligosen, Serravaliyen-Tortoniyen, Messiniyen, Güncel deniz suyu değerlerine ait doğru, 2: Tuz Gölü örnekleri. DS: Deniz suyu.

6.2. Sıvı Kapanım Analizleri

TG5 sondajından bir örnek, TG6 sondajından dört örnek ve TG7 sondajından dört örnek olmak üzere toplam dokuz adet saf ve safa yakın halit numunesinden sıvı kapanım analizleri yaptırılmıştır (Çizelge 6. 2)

Çizelge 6. 2. TG5, TG6 ve TG7 sondajlarından alınan saf ve safa yakın halit örneklerinin sıvı kapanımlarının K^+ , Mg^{2+} ve SO_4^{2-} iyon içerikleri.

Sondaj Numarası	Derinlik (m)	Numune No	($[K^+]$ + $[Mg^{2+}]$ + $[SO_4^{2-}]$) İyon Konsantrasyonları	ppm		
				K^+	Mg^{2+}	SO_4^{2-}
TG5	667.9	1	12000	100	4000	7900
TG6	618.4	2	27100	1250	7650	18200
	728.5	3	12500	1000	7000	4500
	730	4	25550	1250	6400	17900
	762.7	5	21150	900	11800	8450
TG7	422	6	20850	850	9650	10350
	450	7	14800	950	7150	6700
	455	8	24100	550	10350	13200
	518.6	9	11500	100	6700	4700

TG5 sondajına ait örneğin K^+ içeriği 100 ppm, TG6 sondajındaki örneklere ait K^+ içeriği 900-1250 ppm ve TG7’de ise 100-950 ppm arasındadır. TG5 sondajına ait örneğin Mg^{2+} içeriği 4000 ppm, TG6 örneklerinin Mg^{2+} içeriği 7000-11800 ppm ve TG7’de ise 6700-10350 ppm arasında değişmektedir. TG5 örneğinin SO_4^{2-} içeriği 7900 ppm, TG6 örneklerinin SO_4^{2-} içeriği 4500-17900 ppm arasında ve TG7’de ise 6700-13200 ppm arasında değişmektedir (Çizelge 6. 2).

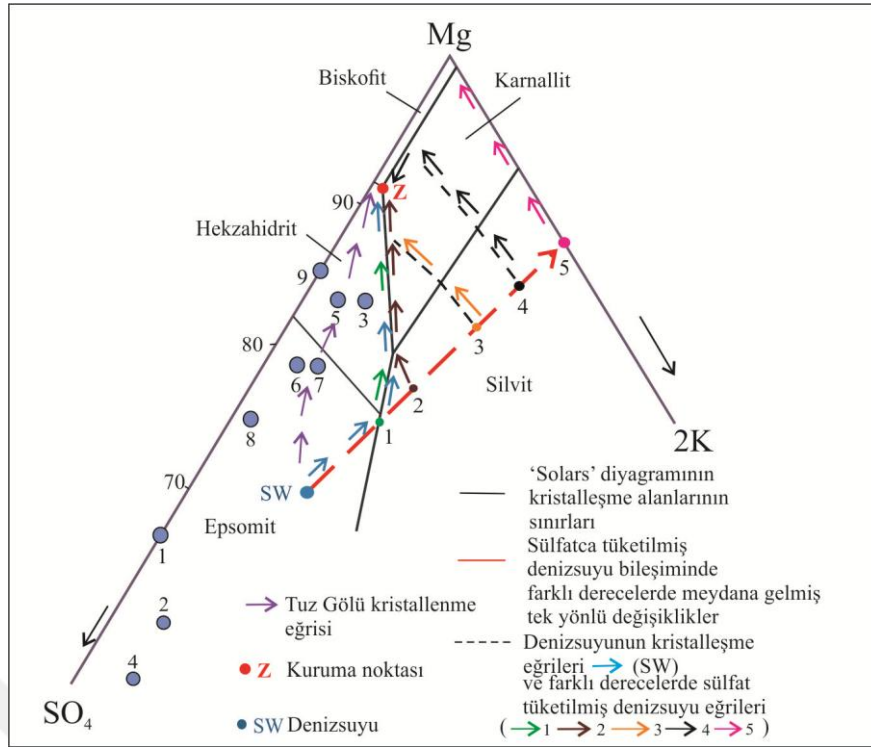
Senozoyik deniz suyunun K^+ içeriğinin 440 ppm olarak sabit olduğu belirtilmiştir (Brennan ve ark., 2013). Mg^{2+} iyon konsantrasyonu ise, Serravalliyen-Tortoniyen ve Messiniyen deniz sularında sırasıyla 1068 ppm ve 1166 ppm olarak kabul edilmiş olup, bu değerler güncel deniz suyunun Mg^{2+} konsantrasyonundan (1336 ppm) düşüktür (Brennan ve ark., 2013). Sıvı kapanımların, iki örnek hariç (TG5- 667.9 ve TG7-518.6) potasyum içeriğinde zenginleşme görülmüştür (Çizelge 6. 2). Mg^{2+} ve K^+ tuzlarının çökelişi evaporasyonun son aşamasında gerçekleşmektedir ve bu tuzların

çökeli mi esnasında kristal içerisine girmiş kapanımlar K^+ ve Mg^{2+} iyonları nca oldukça zenginleşmektedir. Sıvı kapanımlarda belirlenen yüksek K^+ ve Mg^{2+} konsantrasyonları, birincil yüksek potasyum ve magnezyum içeriğine sahip K^+ ve Mg^{2+} tuzlarının çözünmesinden türemiş olabilir. Mg^{2+} içeriğindeki artışa neden olan bir diğer önemli mekanizma de-dolomitleşmedir, ayrıca kısmen magnezyum zenginleşmesine neden olabilecek bir diğer mekanizma tabandaki ultramafik kayalar ve dolomitik kireçtaşlarının varlığı ile ilişkili su-kayaç etkileşimleridir.

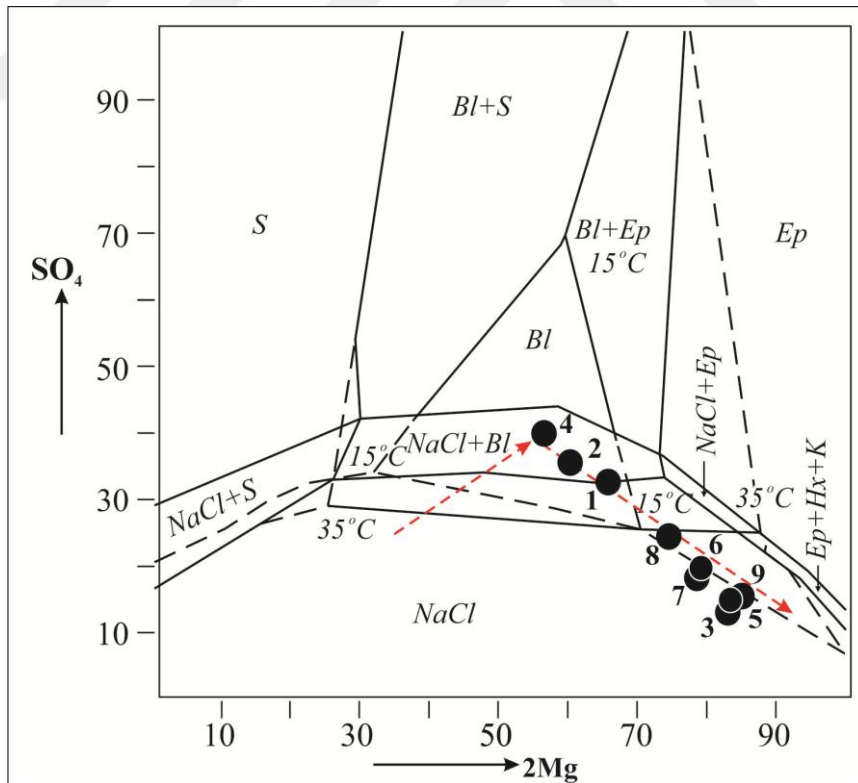
Serravalliyen-Tortoniyen deniz suyunun SO_4^{2-} değeri 1824-1476 ppm arasındadır. Messiniyen deniz suyunun ortalama SO_4^{2-} değeri ise 2496 ppm olup, olası bir SO_4^{2-} aralığı 2016-2784 ppm arasında değişmektedir. Güncel deniz suyunun SO_4^{2-} değeri ise 2784 ppm'dir. Senozoyik deniz suyunun sülfat içeriği 36 My'dan güncel değerlere kademeli olarak artan konsantrasyonları göstermektedir (Brennan ve ark., 2013). İncelenen saf halit örneklerindeki sıvı kapanımlar oldukça yüksek SO_4^{2-} içeriğine sahiptir. De-dolomitleşme sürecinde su kayaç etkileşimi ile jips minerali çözünmekte ve böylece ortamdaki tuzlu su Ca^{2+} ve SO_4^{2-} iyonları bakımından zenginleşmektedir.

Sülfatca tüketilmiş ortamda oluşabilecek mineraller Janecke grafiği üzerinde incelenmiş ve grafikte çökmesi muhtemel minerallerin genellikle Mg-sülfat mineralleri olduğu görülmüştür (Şekil 6. 8). İncelenen örneklerin XRD analizlerinde Şekil 6.8'de verilen grafiğe uyumlu olarak sıklıkla Mg-sülfat mineralleri tanımlanmıştır (bakınız: Bölüm 5.4. XRD incelemeleri). Tuz Gölü'ne ait örneklerin deniz suyunun buharlaşma eğrisinden de anlaşılacağı üzere (Şekil 6. 8) sülfatca tüketilmiş çözeltilen ilk olarak epsomitin çökeldiği daha sonra, ise evaporasyonun artması ile epsomitin suyunu kaybederek veya ortamdaki suyun oldukça azalması sonucu heksahidrite dönüştürge veya çökeldiği belirlenmiştir. İncelenen üç örneğin (1, 2 ve 4) buharlaşma eğrisinin dışında kalmasının temel nedeni ise yukarıda da açıklandığı gibi de-dolomitleşme sürecinde jips mineralinin çözünmesi ile çözeltilenin Ca^{+2} ve SO_4^{-2} iyonları nca zenginleşmesi ile ilişkilendirilmiştir.

Ortam sıcaklığındaki değişime bağlı olarak değişen mineral bileşimini belirlenmesinde Galamay ve ark. (2014) tarafından önerilen karasal göl suyu denge diyagramından yararlanılmıştır. TG5 sondajından ve birkaç adet de TG6 sondajından alınan halit analiz sonuçlarının diyagramdaki konumlarına halitlerin düşük sıcaklıklarda (15°C) blödit minerali ile beraber kristallendiğini, sıcaklığın artışı ile birlikte (35°C) ise, halit çökeli mininin heksahidrit, epsomit ve kieserit gibi magnezyumca zengin mineraller ile birlikte gerçekleştiğini işaret etmiştir (Şekil 6. 9).



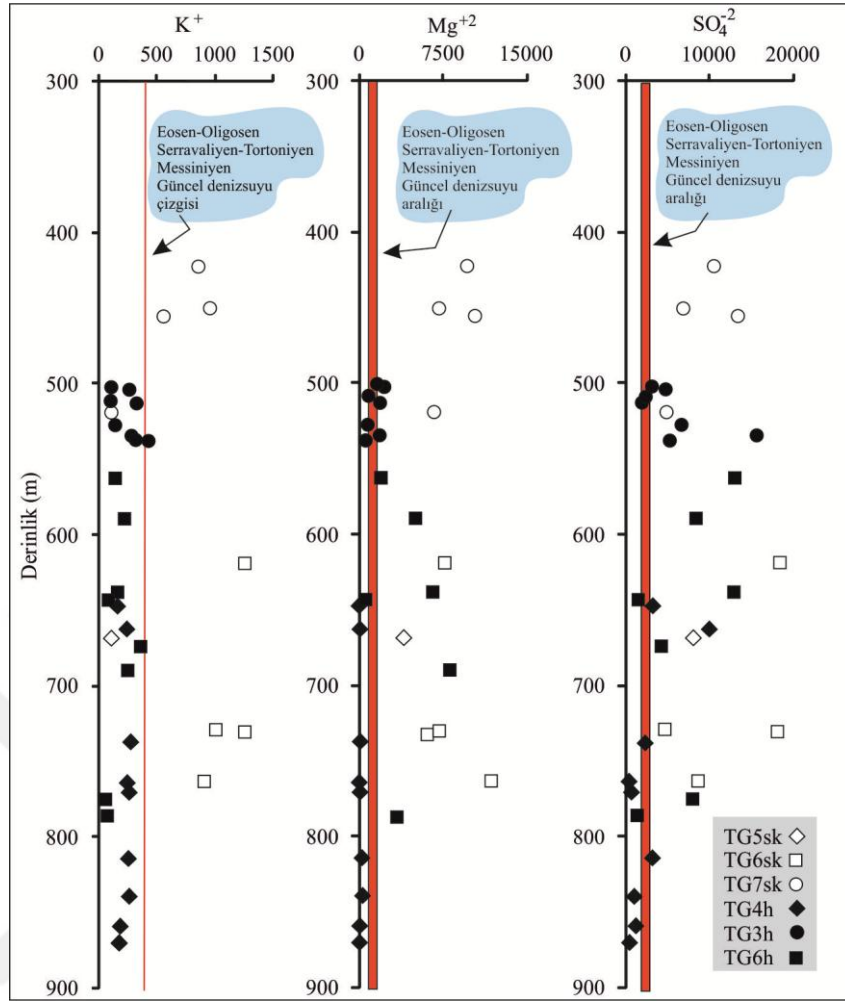
Şekil 6. 8. İncelenen halitlerin sıvı kapanımlarının bileşimi, 25 °C' de halit'e göre doymuş Na-K-Mg-SO₄-Cl-H₂O koter sisteminde Janecke projeksiyonunda çizilmiştir (Babel ve Schreiber, 2014).



Şekil 6. 9. Karasal göl suyu denge diyagramı (Galamay ve ark., 2014). Çizilen ok, tuzlu suyun kristallenmesini temsil etmektedir. S: sodyum sülfatlar (Na₂SO₄ ve Na₂SO₄x10H₂O), Bl: bloedit, Ep: epsomit, Hx: hekzahidrit, K: kiserit.

6.3. Tüm kaya ve sıvı kapanım kimyasal analiz sonuçlarının karşılaştırma ve yorumlaması

Saf halit örneklerinin kimyasal analiz verileri ve sıvı kapanımların analizinden elde edilen iyon konsantrasyonları (K^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-}) karşılaştırıldığında, tüm kaya halit minerallerinin K^+ içeriğinin ve sıvı kapanımın K^+ içeriğinin oldukça farklı oldukları belirlenmiştir (Şekil 6. 10). TG6 ve TG7 sondajlarına ait saf halit örneklerinin sıvı kapanımlarında belirlenen K^+ içeriği, saf halitlerin kimyasal analizlerinden elde edilen K^+ içeriğinden ve Miyosen deniz suyunun K^+ değerlerinden yüksektir. TG5 sondajındaki K^+ değerlerinin düşük olmasının nedeni ise halitin ikincil (mozaik doku) olmasıdır. Ayrıca saf halit minerallerinin sıvı kapanımlarında belirlenen Mg^{2+} içeriği ve saf halitlerin kimyasal analizlerinden elde edilen Mg^{2+} içerikleri de oldukça farklıdır. Özellikle TG4 sondajına ait halit örneklerinin Mg^{2+} içerikleri Miyosen deniz suyu ve sıvı kapanımlarından elde edilen Mg^{2+} içeriğinden oldukça düşüktür. TG3 sondajına ait halit örneklerinin Mg^{2+} içerikleri ise Miyosen deniz suyuyla benzer içeriklere sahiptir. TG6 sondajına ait saf halit örnekleri ve sıvı kapanımlar benzer Mg^{2+} içeriğine sahip olup sadece birkaç halit numunesi hariç, Miyosen denizinin Mg^{2+} içeriğinden daha yüksektir (Şekil 6. 10). Kısmen benzer konsantrasyon dağılımları, SO_4^{2-} içeriği içinde gözlenmiştir. Tüm sondajlara ait halit örneklerinin (TG4 hariç) ve sıvı kapanımlarını SO_4^{2-} içerikleri Miyosen deniz suyundan daha fazla veya daha az zenginleşmiştir. Bunun nedeni ise de-dolomitleşme sırasında jips çözünmesinden açığa çıkan SO_4^{2-} iyonunun çözeltilde yüksek konsantrasyonlara ulaşmasıdır. Tüm kaya halit örneklerinin ve sıvı kapanımlarının kimyasal verileri (K^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-}) karşılaştırıldığında havzadaki halit çökelimine neden olan çözeltilin K^+ ve Mg^{2+} konsantrasyonlarının yüksek olduğu belirlenmiştir. K^+ ve Mg^{2+} elementlerinin yüksek içerikte olmasının nedenleri; evaporasyonun son aşamalarında çökelmiş olan K^+ ve Mg^{2+} tuzlarının çözünmesi oldukça kolaydır, havzaya yeni bir seyreltik çözeltilin girişiyle birlikte bu tuzlar çözünmekte ve son çözeltilde K^+ ve Mg^{2+} içeriklerinin artmasına neden olmaktadır. Mg^{2+} ve SO_4^{2-} içeriklerinin artmasındaki temel neden yukarıda birçok defa açıklanan de-dolomitleşme mekanizması olup, ayrıca Mg^{2+} elementince zengin taban kayalarla su-kayaç etkileşimi de iyonların artmasına neden olan bir diğer mekanizmadır.



Şekil 6. 10. Saf halit örneklerinin ve sıvı kapanımların ana iyon (K^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-}) konsantrasyonlarının karşılaştırılması (element içerikleri ppm cinsinden verilmiştir). h: saf halit örneğinin ana iyon kimyası (siyah dolgulu simgeler) ; sk: sıvı kapanımın ana iyon kimyası (içi boş simgeler). Denizel değerleri gösteren çizgi Brennan ve ark. (2013)'dan alınmıştır.

6.4. Duraylı İzotop İncelemeleri

Çalışma alanına ait TG3, TG4 ve TG6 sondajlarından elde edilen saf halitlerden $\delta^{37}\text{Cl}$ (19 adet), $\delta^{81}\text{Br}$ (17 adet) $\delta^{11}\text{B}$ (24 adet) ve $\delta^7\text{Li}$ (24 adet) duraylı izotop analizleri yaptırılmıştır (Çizelge 6.3).

Çizelge 6. 3. TG3, TG4 ve TG6 sondajlarından alınan halit numunelerinin $\delta^{37}\text{Cl}$, $\delta^{81}\text{Br}$, $\delta^{11}\text{B}$, $\delta^7\text{Li}$ değerleri.

	Derinlik(m)	$\delta^{37}\text{Cl}$ (SMOC-‰)	Stdv	$\delta^{81}\text{Br}$ (SMOB-‰)	Stdv	$\delta^7\text{Li}$ (NIST 8545 RM-‰)	Stdv	$\delta^{11}\text{B}$ (NIST SRM951-‰)	Stdv
TG3	501.6	0.14	0.06	0.95	0.04				
	503.3					11.2	7.8	-6.0	0.9
	507	0.16	0.08	0.56	0.05				
	509.6	0.47	0.16	-0.80	0.12				
	512.8					-0.7	8.8	2.3	0.5
	537					11.2	7.9	11.6	5.7
	571.3					11.2	7.8	7.6	1.1
TG4	646.7	0.23	0.06	0.66	0.07	30.6	17.9	-7.4	0.9
	662.1	0.38	0.09	1.28	0.09	14.7	11.2	-2.1	0.7
	736.5	0.24	0.1	1.06	0.11	7.3	1.3	-4.5	0.8
	763.5	0.32	0.07	0.76	0.10				
	770	0.1	0.05	0.03	0.10	15.6	10.4	-5.3	1.0
	813.5	-0.06	0.02	1.03	0.05	15.6	9.7	-6.1	0.9
	834			1.04	0.11	10.5	7.9	3.6	0.6
	839	0.22	0.1	0.88	0.11	14.4	9.4	-3.1	0.6
	858.5	0	0.09	0.81	0.9	10.7	1.1	-2.4	0.9
	869.5	0.32	0.1	0.74	0.10	1.1	8.5	-1.9	4.8
	TG6	386.6	0.06	0.06	0.77	0.13			
502						7.1	1.0	-14.7	0.7
562.1		0.32	0.07	0.34	0.07				
588.9						4.5	0.8	-6.4	0.6
637.7						6.2	0.9	-6.2	0.4
642.7		0.36	0.1			1.8	0.7	-5.7	0.6
653.6						5.1	0.8	-1.1	0.6
673.5		0.16	0.1			3.3	0.9	-5.1	0.5
674.7						10.2	9.0	-4.5	0.5
689.3		0.35	0.04						
698.2						15.4	8.4	-5.3	0.7
736						26.0	7.3	-2.8	0.7
774.6		0.4	0.12	0.88	0.12	28.5	8.2	1.0	0.8
785.5		0.82	0.1	0.58	0.13	1.9	1.3	-8.4	7.4

Not: Stdv: Standart sapma

6.4.1. $\delta^{37}\text{Cl}$ ve $\delta^{81}\text{Br}$ izotopları

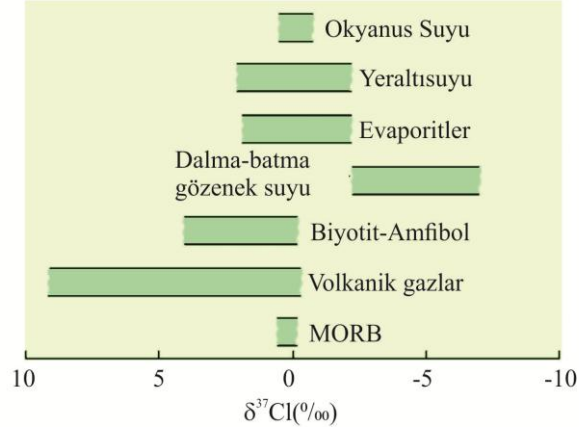
Klor, periyodik tablonun halojen grubunun ikinci elementidir. Çekirdeği 17 protondan oluşur. Aston (1919) tarafından keşfedilen iki duraylı izotopu bulunmaktadır, bunlar 18 nötronu olan ^{35}Cl ve 20 nötronu olan ^{37}Cl dir. IUPAC'ın son raporuna göre yerkürede ^{35}Cl 'in konsantrasyonu % 75.76 iken, ^{37}Cl 'nin % 24.24'tür.

Klor delta tanımı:

$$\delta^{37}\text{Cl} = \frac{(^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl})_{\text{örnek}} - (^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl})_{\text{standart}}}{(^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl})_{\text{standart}}} * 1000 \quad (1)$$

Kaufmann ve ark. (1984) tarafından yapılan analizlerde, farklı yer ve derinliklerden elde edilen deniz suyu örneklerinin klor izotop değerlerinde önemli değişiklikler olmadığı anlaşılmıştır. Böylelikle okyanus suyunun uluslararası standart olarak kullanması bu çalışma tarafından önerilmiştir (SMOC, Ortalama Standart Okyanus Kloru). İzotop standardı olarak okyanus klorürünün kullanımının en büyük avantajı, kolayca elde edilebilmesi laboratuvarlar arasında sorunsuz bir şekilde kullanılabilmesi ve değiştirilebilmesi olduğu belirtilmiştir (Kaufmann ve ark., 1984). Yapılan çalışma ile ölçümlerin tümünün, okyanus suyu standartlarının ortalamasından 0.00 ± 0.06 ‰ standart sapmaya sahip olduğu belirlenmiştir. Son zamanlarda, Godon ve ark. (2004), deniz suyu klor izotopik bileşimi üzerine bir çalışma yapmıştır, bu çalışmada tüm değerlerin ± 0.08 ‰ (2σ) olduğunu belirterek SMOC'ye atanan 0 ‰ değerinin homojenliğini ve tutarlılığını doğrulayan farklı okyanus ve denizlerden 24 numuneyi analiz etmişlerdir.

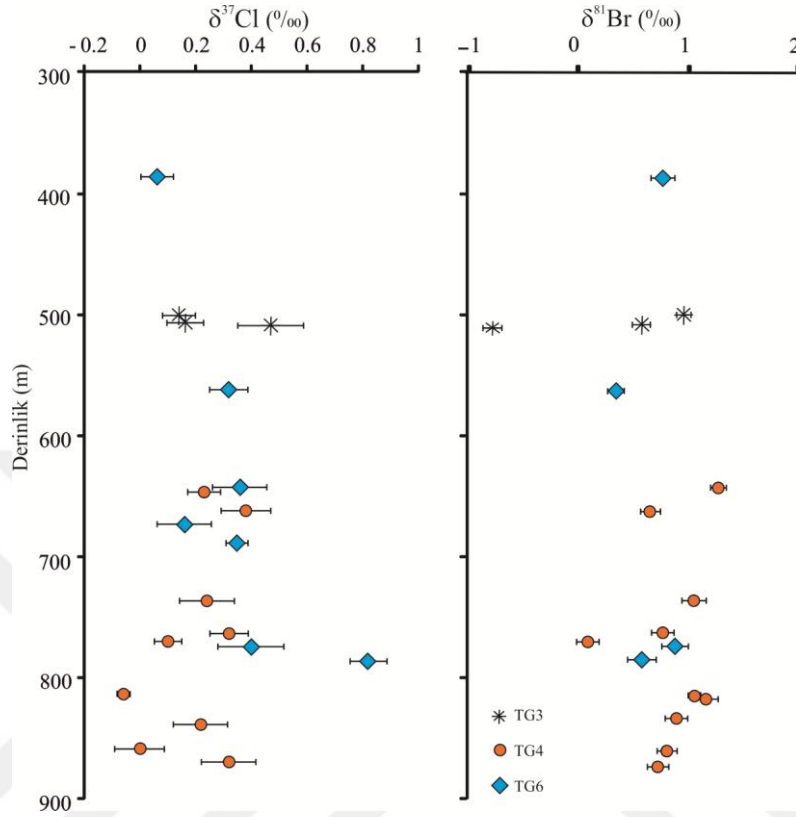
^{37}Cl izotopu farklı jeolojik ortamlarda farklı davranışlar sergilemektedir (Şekil 6. 11). Genel olarak, doğada klorür formunda bulunan klor izotop değerleri ~ -8 ‰ ve $\sim +8$ ‰ arasında değişmekle birlikte yaygın olarak -2 + ile $+2$ ‰ değerleri arasında yer alır (Böhlke ve ark., 2005). Klor izotoplarının aşırı pozitif değerlere ulaşmasında su kaynaklarından ziyade mineral ve kayaların sorumlu olduğu düşünülürken, okyanus ve göl sedimanlarındaki gözenek sularının ortalama değerleri daha fazla yansıttığı belirlenmiştir. Klorun en negatif izotopik değerleri Atacama'da nitrat cevherinden ve Şili'de perklorat adı verilen nitrat gübre ürünlerinden elde edilmiştir (-14.5 ‰ ve -9.2 ‰) (Böhlke ve ark., 2005).



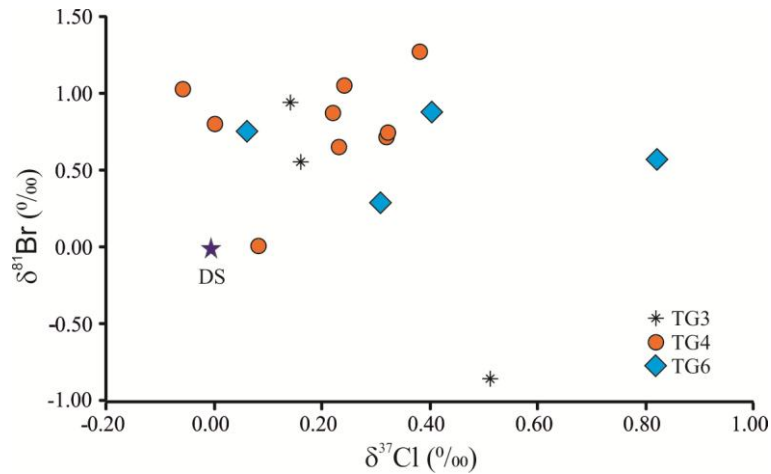
Şekil 6. 11. ^{37}Cl izotopunun farklı jeolojik ortamlardaki dağılımı (Hoefs, 2015) .

İncelenen numunelerin $\delta^{37}\text{Cl}$ izotop değerleri geniş bir aralıkta gözlenmiştir (Çizelge 6.3; Şekil 6.12; Şekil 6.13). TG3 ve TG6 sondajlarda incelenen bazı örnekler düşük $\delta^{37}\text{Cl}$ değerlere sahip olup (0.06 - 0.16‰), bu düşük değerler güncel deniz suyu değerleri olan 0.00 ‰'a oldukça yakındır (Boschetti ve ark., 2011; Eggenkamp, 2014). TG3 ve TG6 sondajlarına ait bazı örnekler orta yükseklikte değerlere sahiptir (0.32 ve 0.40 ‰) Bu orta yükseklikte ki değerler evaporasyonun etkisinin yanında ilave olarak $\delta^{37}\text{Cl}$ izotopunca zenginleşmiş farklı bir çözeltiyi işaret etmektedir. $\delta^{37}\text{Cl}$ izotopunca zenginleşmeye önceden çökelmiş olan halitlerin $\delta^{37}\text{Cl}$ izotopunca zengin çözeltilerle çözünüp yeniden kristallenmesi neden olmuş olabilir. Ayrıca TG3 (0.47 ‰; 509.60 m) ve TG6 (0.82 ‰; 785.50 m) sondajlarına ait birer örneğin $\delta^{37}\text{Cl}$ izotop içerikleri oldukça yüksektir. Bu yüksek değerler, su (tuzlu su) / kaya (halit) etkileşimi olarak yorumlanabilir, zira büyük halit çökelleri ile tuzlu su ile tekrar çözünme süreci izotopik fraksiyonlaşmanın iki farklı süreçte gerçekleşir (Eastoe ve ark., 2001). Bu süreçlerin ilki; *Uyumlu çözünme* olarak adlandırılır ve çözelti halit kütesine temas ettikten ve çözünme meydana geldikten hemen sonra, çözeltinin hızlı bir şekilde çözünen küteden uzaklaşması ile meydana gelir. Çözelti kütle içinde dolaşmadığı için izotopik fraksiyonlaşma da bu süreçte kalıntı halitin $\delta^{37}\text{Cl}$ içeriğinde bir değişime neden olmaz. Çözünme süreçlerinden ikincisi ise; *Uyumsuz çözünme* olarak adlandırılır ve çözelti büyük halit çökeliinden hemen uzaklaşmaz ve halit kütesinde yer alan kırık, çatlak ve boşluklara nüfuz eder. Böylelikle çözünmeye neden olan çözelti $\delta^{35}\text{Cl}$ izotopunca zenginleşirken, kalıntı halit çökeli $\delta^{37}\text{Cl}$ izotopunca zenginleşir (Eastoe ve ark., 2001). Kalıntı halitin $\delta^{37}\text{Cl}$ izotopunca zenginleşmenin temel sebebi $\delta^{35}\text{Cl}$ izotopunun tercihli olarak akışkanı tercih etmesidir (Land ve ark., 1988; Eggenkamp ve ark., 1995). İncelenen örneklerden elde edilen yüksek $\delta^{37}\text{Cl}$ değerlerinin kalın halit seviyeleri

içerisinde uzun süre dolaşan çözeltinin ağır izotopca zenginleşmesinden kaynaklandığı düşünülmüştür. Yukarıda açıklanan çözünme, karışma ve yeniden kristallenme süreçleri örneklerin $\delta^{37}\text{Cl}$ izotopunca zenginleşmesine neden olabilecek etkin süreçlerdir.



Şekil 6. 12. TG4, TG3 ve TG6 sondajlarından alınan halit minerallerinin $\delta^{37}\text{Cl}$ ve $\delta^{81}\text{Br}$ izotop içeriklerinin derinliğe bağlı değişimi.



Şekil 6. 13. $\delta^{37}\text{Cl}$ ve $\delta^{81}\text{Br}$ izotoplarının ikili diyagramı, DS: deniz suyu.

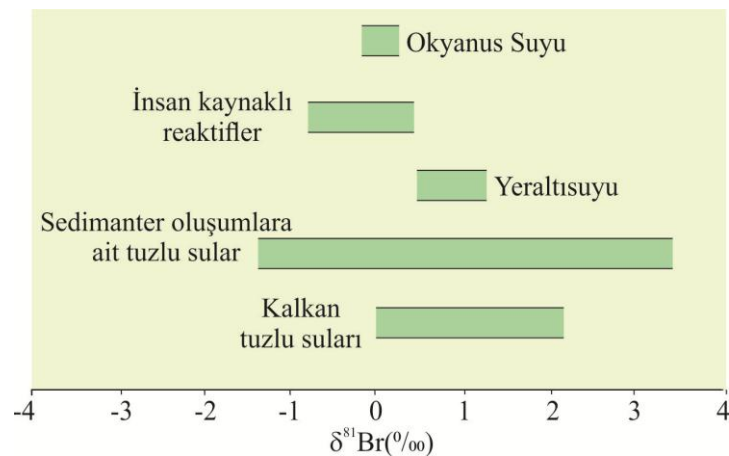
Brom, halojen grubu elementlerin üçüncüsüdür. Çekirdeği 35 protona ve iki kararlı izotoptan (^{79}Br ve ^{81}Br) sırasıyla 44 ve 46 nötrona sahiptir. ^{79}Br doğada % 50.69 bollukta bulunurken ^{81}Br doğada % 49.31 bollukta bulunur (Berglund ve Wieser, 2011).

Brom delta tanımı:

$$\delta^{81}\text{Br} = \frac{(\text{}^{81}\text{Br}/\text{}^{79}\text{Br})_{\text{örnek}} - (\text{}^{81}\text{Br}/\text{}^{79}\text{Br})_{\text{standart}}}{(\text{}^{81}\text{Br}/\text{}^{79}\text{Br})_{\text{standart}}} * 1000 \quad (2)$$

Brom duraylı izotopu için henüz resmi olarak standart tanımlanmamıştır ayrıca okyanuslardaki bromürün doğal varyasyonunu incelemek için de kapsamlı bir çalışma yoktur. Bu bilgi eksikliğine rağmen, Eggenkamp ve Coleman (2000) deniz suyunu brom izotop içeriğinin standart olarak kullanımını önermişlerdir. Eggenkamp ve Coleman (2000) ayrıca Ortalama Standart Okyanus Bromu (SMOB) kullanıp standart delta notasyonundaki brom ($\delta^{81}\text{Br}$) değerini 0 ‰ değeri olarak bildirmişlerdir. Bu kabulün yapılmasının sebebi okyanusların çok iyi karışmış ve homojen bir bromür içeriğine sahip olmasıdır. Okyanuslarda bromürün kalma süresi (130.000.000 yıl; Broeker ve Peng (1982)), okyanuslardaki klorürün kalma süresinden (87.000.000 yıl; Broeker ve Peng (1982)) daha uzun olduğundan deniz suyunun standart olarak kullanılması uygun bulunmuştur.

Brom izotopu jeolojik ortamlarda farklı davranışlar sergiler (Şekil 6. 14). Yukarıda açıklandığı gibi denizel $\delta^{81}\text{Br}$ izotopu 0 ‰ olarak belirlenmiştir. Özellikle yeraltısuları ve kalkan tuzlu suları $\delta^{81}\text{Br}$ izotopunca zenginleşmektedir ve 0-2 ‰ arasında bulunur. Sedimanter oluşumlara ait tuzlu sular ise çok daha geniş bir yayılıma sahiptir. Sedimanter kayalardaki bu farklı davranış, çoğunlukla bu tür ortamlardaki mikrobiyal faaliyetlerin ve organizma etkilerinin varlığından kaynaklanmaktadır (Horst ve ark., 2013).



Şekil 6. 14. ^{81}Br izotopunun farklı jeolojik ortamlarda değişimi (Shouakar-Stash, 2008).

Brom jeokimyasal açıdan klora benzer olmasına rağmen, son yapılan izotopsal çalışmalar bu iki elementin izotopik davranışlarında önemli farklılıklar olduğunu ortaya

koymuştur (Hanlon ve ark., 2017; Eggenkamp ve ark., 2018; Eggenkamp ve Louvat, 2018). Bu farklılığın temel sebebi halitin çökelimi esnasında, akışkandaki fiziksel ve kimyasal işlemlerin bromun izotopik bileşimini klordan daha fazla etkilemesidir. Ayrıca halit mineralinin kristallenmesi esnasında $\delta^{37}\text{Cl}$ halitin kristal yapısına girmeyi tercih ederken ^{81}Br çözeltide kalmayı tercih eder (Hanlon ve ark., 2017; Eggenkamp ve ark., 2018; Eggenkamp ve Louvat, 2018). Bu durum özellikle sedimanter ortamlarda bu iki izotopun farklı davranışı göstermesine neden olur.

Tuz Gölü halitlerinin $\delta^{81}\text{Br}$ değerleri $\delta^{37}\text{Cl}$ değerlerinden daha geniş bir aralıktadır (-0.80 ‰ ve 0.95 ‰) (Çizelge 6.3; Şekil 6.12; Şekil 6.13). Bu geniş dağılımın sebebi yukarıda bahsedildiği gibi brom izotopunun sedimanter ortamlardaki fiziksel ve kimyasal olaylardan çok daha fazla etkilenmesidir. İncelenen örneklerden birinin $\delta^{81}\text{Br}$ değerleri (TG4-770 m) 0.03 ‰ olup denizel kökeni gösteren 0.00 ‰ değerine oldukça yakındır (Eggenkamp, 2014). $\delta^{81}\text{Br}$ izotopuna ait orta değerler ise 0.34 ile 0.95 ‰ arasında değişim göstermiştir. Ara değerler evaporasyonun doğal bir sonucu olabileceği gibi, hafif yüksek zenginleşme gösteren örnekler farklı bileşime veya kökene sahip $\delta^{81}\text{Br}$ ca zengin tuzlu su karışımını işaret etmektedir. Tuz Gölü halit örneklerinin oldukça yüksek 1.03 ile 1.28 ‰ arasında değişen zenginleşmiş $\delta^{81}\text{Br}$ değerleri ise daha karmaşık bir tuzlu su ve kaya (halit) etkileşimi ve/veya derin dolaşımli yeraltı tuzlu su sirkülasyonu olarak değerlendirilmiştir (Shouakar-Stash, 2008; Stotler ve ark., 2010). Kanada'da yer alan eski kristal kalkanlardan çok tuzlu derin yeraltı suyunda +3.35 ‰ 'e kadar yükselen $\delta^{81}\text{Br}$ değerini elde etmişlerdir ve bu yüksek değerlerin basit bir denizel kökenden ziyade, daha karmaşık su/kaya etkileşimlerinin ürünleri olarak yorumlamışlardır.

Tuz Gölü havzasında halitlerin ^{37}Cl ve ^{81}Br izotopsal değerlerini etkileyen ek süreçler

a) Difüzyon ve filtrasyon etkileri: TG3 ve TG6 sondajlarının $\delta^{37}\text{Cl}$ izotop değerleri sondaj numunelerinde yüzeye doğru kısmen azalan bir eğilim göstermiştir (Şekil 6. 12). Bu veriler Tuz Gölü havzasındaki olası difüzyon ve filtrasyon mekanizmalarının etkinliğini gösterir. $\delta^{35}\text{Cl}$ difüzyon ve filtrasyon işlemleri sırasında $\delta^{37}\text{Cl}$ 'den daha hızlı hareket eder (Phillips ve Bentley, 1987; Eggenkamp ve ark., 1995; Hanlon ve ark., 2017). Phillips ve Bentley (1987)'de yaptıkları deneysel çalışmalarda $\delta^{35}\text{Cl}$ 'in $\delta^{37}\text{Cl}$ 'den daha hızlı difüze olduğunu ve böylece arta kalan çözeltinin $\delta^{37}\text{Cl}$ 'ce zenginleştiğini

belirtmişlerdir. Elde edilen sonuçlar, havzada derinden yukarı doğru bir difüzyon mekanizmasının olası etkisini göstermektedir. Çalışma alanına ait örneklerde difüzyon mekanizmasını sağlayan en önemli bileşen, sondajlarda sıklıkla tespit edilen kil mineralleridir. Kil mineralleri halit seviyeleri arasında difüzyonu sağlayan bir membran vazifesi yapar. Ayrıca sondaj karotlarında sıklıkla gözlenen mikro kırık ve çatlaklarda ^{35}Cl izotopunun havza içerisinde derinden yüzeye doğru filtrasyonunu sağlayan bir diğer etkidir. Halit mineralince doygun çözelti havzanın kendi dinamik hidrolik döngüsü esnasında aşağıdan yukarıya hareket ederken, bu mikro kırık ve çatlaklardaki klor izotopunun davranışı difüzyon mekanizmasına benzer bir davranış sergiler ve kaynak alan $\delta^{37}\text{Cl}$ izotopunca zenginleşirken, yukarıya doğru da $\delta^{35}\text{Cl}$ izotopunda zenginleşme olur. Loglarda mikro kırık ve çatlakların varlığı ayrıca killi seviyelerin halitler ile ara katkılı olarak bulunması filtrasyon ve difüzyonun Tuz Gölü havzasında tabanda bulunan Miyosen yaşlı halitlerin izotopik fraksiyonlaşmasına neden olan etkili iki mekanizma olabileceğini göstermektedir.

b) Organik madde etkileri: TG3 sondajının 509.60 m derinliğine ait halit mineralinin $\delta^{81}\text{Br}$ içeriği -0.80% ’ dir ve bu gibi düşük ^{81}Br izotopik değerleri genellikle ortamdaki organik malzeme varlığı ile ilişkilendirilmektedir. Horst ve ark. (2013) ve Horst ve ark. (2014) bromometanın bitkilerden salınması sırasında izotop fraksiyonlarını belirlemek için deneysel bir çalışma gerçekleştirmişlerdir. Bu çalışmada pektinden (KBr ile güçlendirilmiş) ve *Salicornia fruticosa*’dan (yüksek tuz içerikli bir halofitik bitki) oluşan bromometanı araştırmış ve bromometanın $\delta^{81}\text{Br}$ değerlerinin orijinal KBr’ dan yaklaşık 2% daha düşük olduğunu belirlemişlerdir. Brom izotopunun negatif değerler almasındaki diğer bir etkili mekanizma, organik maddenin bromu oksitlemesinden kaynaklanabilmektedir. Bu süreçte ise, $\delta^{81}\text{Br}$ organik malzeme tarafından tüketilirken kalıntı ürün $\delta^{79}\text{Br}$ izotopunca zenginleşir (Sylva ve ark., 2007; Gelman ve Halicz, 2010; Holmstrand ve ark., 2010; Hitzfeld ve ark., 2011). Ayrıca, denizel sedimentleride ağır izotop miktarı ile organik karbon arasındaki bir korelasyonun varlığı gösterilmiştir (Price ve Calvert, 1977; Malcolm ve Price, 1984; Leri ve ark., 2014).

Belirtilen tüm mekanizmalardan Tuz Gölü öneklerinde gözlenmiş olan negatif $\delta^{81}\text{Br}$ değerleri için önerilen organik malzeme faaliyetleridir. Tuz Gölü sondajlarında birçok seviyede organik madde veya petrol zengini seviyelerin varlığı, ayrıca mikrobiyal malzeme izleri Tuz Gölü havzası örneklerinin brom izotop değerlerini etkileyen bir diğer süreç olabileceğini göstermektedir.

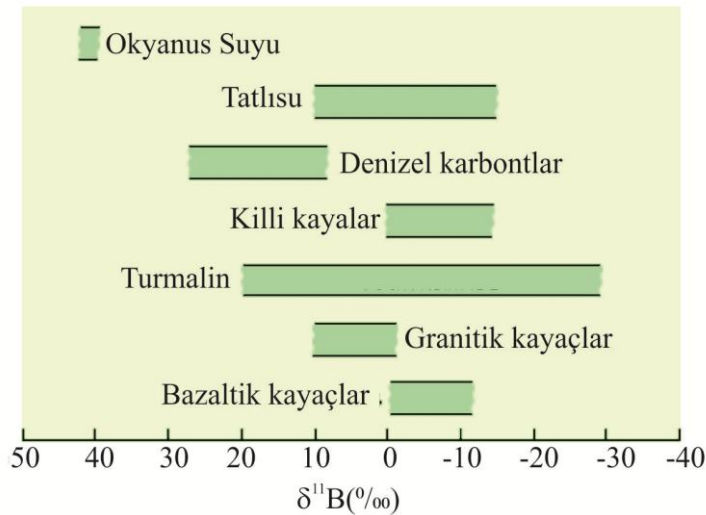
6.4.2 $\delta^{11}\text{B}$ ve $\delta^7\text{Li}$ İzotopları

Bor, ^{11}B ve ^{10}B olmak üzere doğal olarak oluşan iki kararlı izotopa sahiptir, ^{11}B doğada %80.1 oranında bulunurken ^{10}B doğada yaklaşık olarak %19.9 oranında bulunur. ^{10}B ve ^{11}B arasındaki büyük kütle farkı ve farklı türler arasındaki büyük kimyasal izotop etkisi, bor elementini izotop derişim çalışmaları açısından önemli hale getirmiştir.

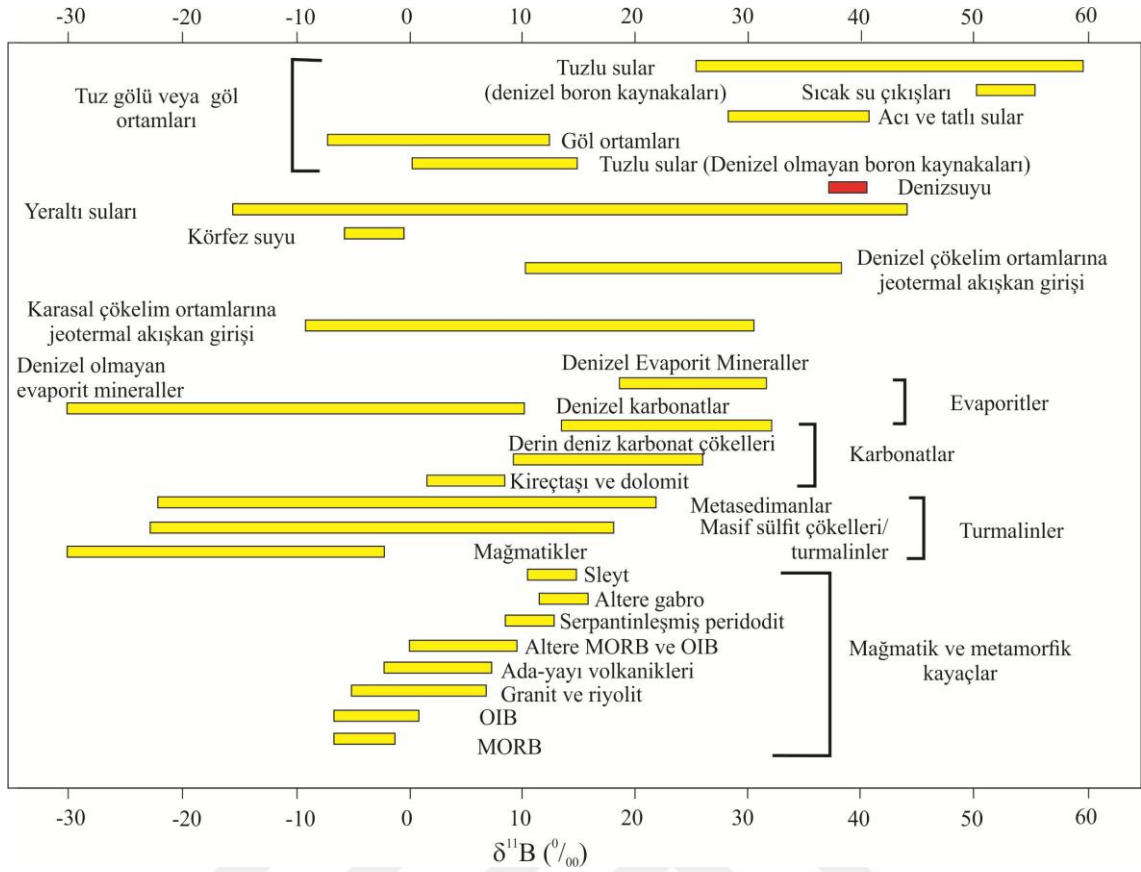
Bor delta tanımı:

$$\delta^{11}\text{Br} = \frac{(^{11}\text{B}/^{10}\text{B})_{\text{örnek}} - (^{11}\text{B}/^{10}\text{B})_{\text{standart}}}{(^{11}\text{B}/^{10}\text{B})_{\text{standart}}} * 1000 \quad (3)$$

Bor izotopu, yüksek- ve düşük- sıcaklıklı akışkanlarla ilgili süreçlerde yüksek mobilite özelliğinden dolayı jeokimyasal izleyici olarak kullanılır. $\delta^{11}\text{B}$ izotopu farklı jeolojik ortamlarda oldukça farklı davranış sergiler (Şekil 6. 15; Şekil 6. 16). Borun en karakteristik özelliği güncel okyanus suyunun 39.6 ‰ gibi sabit $\delta^{11}\text{B}$ izotop bileşimine sahip olmasıdır (Hoefs, 2015). Bu değer kıtasal kabukta yaklaşık -10 ± 2 ‰ dir (Hoefs, 2015). Kıtasal kabuk ve denizel sedimanlarda $\delta^{11}\text{B}$ 'un tüketimi söz konusudur. Üst mantoda ise $\delta^{11}\text{B}$ izotopunda düşük bir tüketim meydana gelir. En düşük $\delta^{11}\text{B}$ değeri -70 ‰ ile kömürlerde gözlenirken, en büyük zenginleşme İsrail'de (ölüdeniz) 60 ‰'ın üzerinde belirlenmiştir (Hoefs, 2015).



Şekil 6. 15. $\delta^{11}\text{B}$ izotopunun farklı jeolojik ortamlardaki içerikleri (Hoefs, 2015)

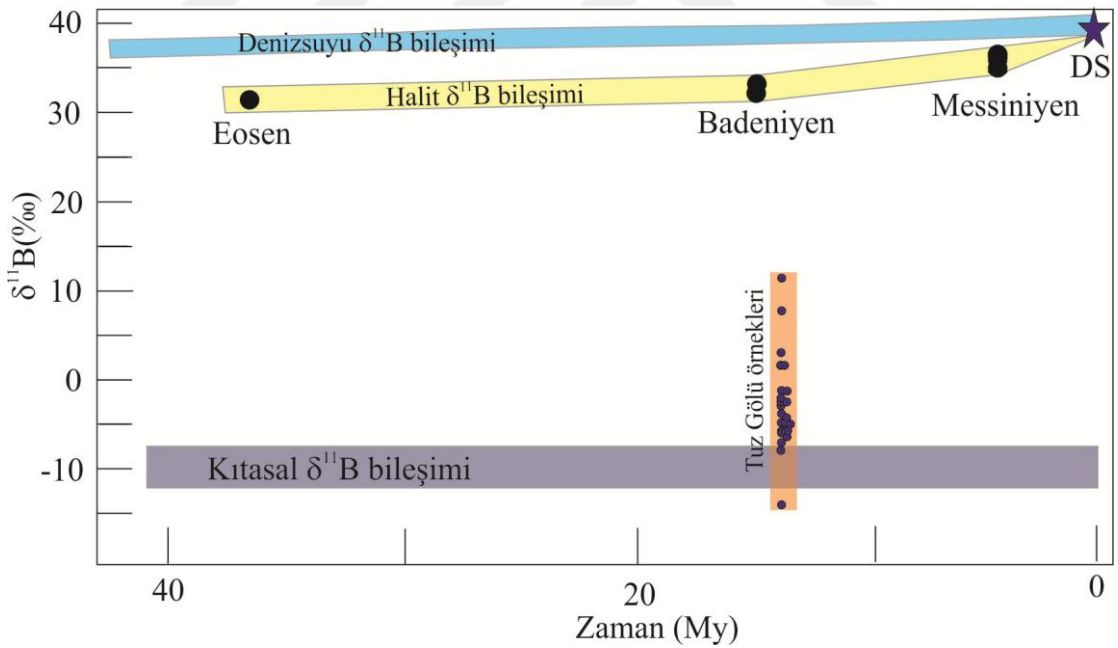


Şekil 6. 16. Çeşitli jeolojik ortamların detaylı $\delta^{11}\text{B}$ değerleri (Hoefs, 2015).

Jeolojik zamanlar boyunca, deniz suyunun bor izotop bileşimi önemli farklılıklar göstermiştir. Bunun nedeni kıtaların erozyon oranları ve okyanus sınırlarının aktivitesine bağlı olarak deniz suyunun $\delta^{11}\text{B}$ değerlerinin değişmesidir. Güncel denizlerde bor izotopu borik asit trigonal $\text{B}(\text{OH})_3$ ve borat tetrahedral $\text{B}(\text{OH})_4^-$ şeklinde bulunur. Boron konsantrasyonu pH ile ilişkili olup B izotopunu eşsiz kılan okyanus suyunun pH ile olan ilişkisidir. Bor elementi, deniz suyunda $\text{B}(\text{OH})_3$ bileşiminde baskın iken pH arttıkça $^{10}\text{B}(\text{OH})_4^-$ baskın hale gelir. $\delta^{10}\text{B}$ izotopu tercihli olarak $^{10}\text{B}(\text{OH})_4^-$ ü tercih ederken killerde de durum aynıdır. Evaporasyon esnasında $^{11}\text{B}(\text{OH})_3$ suda kalır böylece deniz suyu ^{11}B izotopunca zenginleşir. Genel olarak 39-59 ‰ aralığındaki $\delta^{11}\text{B}$ değerleri denizel kökeni işaret eder. Kapalı bir sistemde deniz suyunun buharlaşması ve halit çökeltimi esnasında, halitler ana çözeltiye göre $\delta^{11}\text{B}$ izotopunca tüketilir ve dolayısıyla halit minerali çözeltiye göre %20-%30 arasında $\delta^{11}\text{B}$ izotopunca fakirleşir (Vengosh ve ark., 1992). Bu özellikle bir sedimanter çökeltim ortamının denizel olup olmadığını belirlemek için oldukça önemli bir bilgidir. Daha düşük olan değerler ise, sediman ve deniz suyu etkileşimine bağlı bir evaporasyon ortamı ile ilişkilidir (Hoefs, 2015). Buna

benzer gibi durumlarda mevcut killerin yaklaşık 15 %'lik bir değeri adsorbe edebileceği göz önünde bulundurulmalıdır.

İncelenen numunelerin ^{11}B izotop değerleri, sadece bir örnek haricinde (-14.70 ‰, TG6) kıtasal kabuk değerlerinden (-10 ± 2 ‰) çok daha yüksek ^{11}B oranına sahiptir. Numunelerin $\delta^{11}\text{B}$ değerleri, Miyosen deniz suyu ve kıtasal kabuk değerleri arasında yer almaktadır (Çizelge 6.3; Şekil 6.17). Bu veriler havza içine deniz suyu girişimi olduğunu açıkça göstermekle birlikte, havzanın karasal kökenli suların da etkilendiğini işaret etmektedir. Bu karasal kökenli sular, halit mineralinin kristallenmesi esnasında çökeltim ortamında aktif olan yüzey ve derin dolaşımly yeraltısulardır. Ayrıca yukarıda açıklandığı gibi ağır boron izotopu halit mineralinin kristallenmesi esnasında çözelti içerisinde kalmayı tercih etmektedir, bu durum halitlerdeki $\delta^{11}\text{B}$ oranının Miyosen deniz suyuna göre düşük olmasına neden olan diğer önemli etkenlerden biridir. $\delta^{11}\text{B}$ in düşük olmasının bir diğer sebebi ise, ortamda sıklıkla killi seviyelerin varlığıdır. Kil mineralleri tercihli olarak ^{11}B izotopunu absorblamakta ve halitlerin ağır boron izotopuna fakirleşmelerine neden olmaktadır.



Şekil 6. 17. Deniz suyu ^{11}B izotop bileşimi, bu deniz sularından çökelen halitlerin ^{11}B izotop bileşimi, Kıtasal ^{11}B izotop bileşimi ve Tuz Gölü örneklerinin ^{11}B izotop bileşiminin son 40 My içindeki değişimini gösterir grafik (Paris ve ark., 2010).

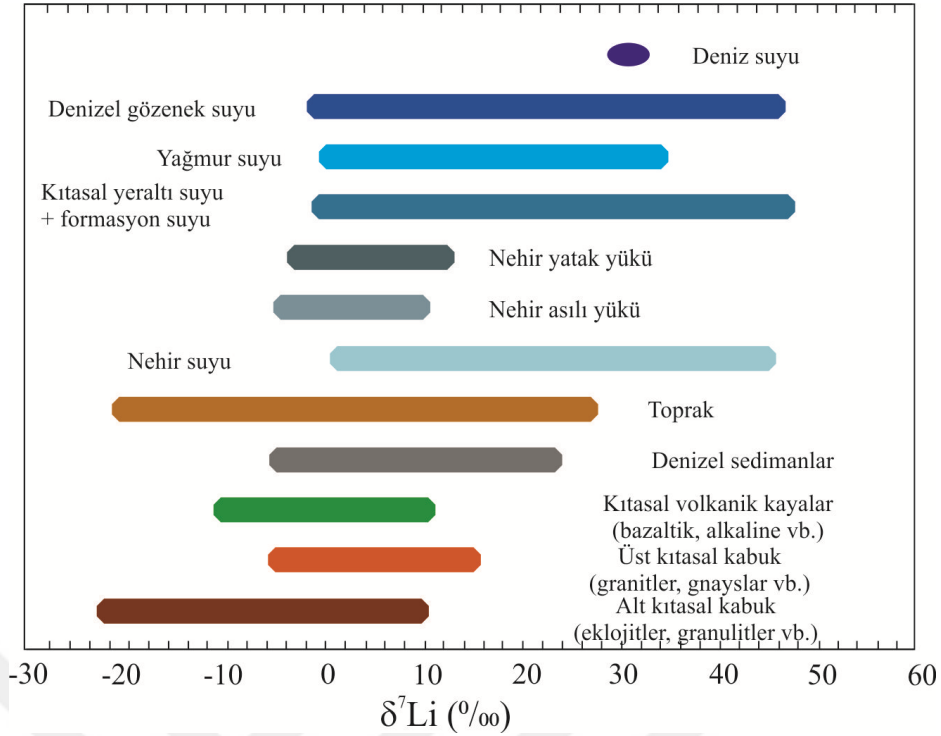
Dempster (1921) tarafından doğal olarak oluşan iki lityum izotopunun varlığı belirlenmiştir (^6Li ve ^7Li). $\delta^6\text{Li}$ ve $\delta^7\text{Li}$ arasındaki yaklaşık %16 'lık bağıl kütle farkı, doğada izotop ayrışma için uygundur. Lityum, daha hafif olan izotopunun ($\delta^6\text{Li}$),

daha ağır olan izotopundan ($\delta^7\text{Li}$) daha az bulunduğu nadir elementlerden biridir. Bu konuda Taylor ve Urey (1938), Li-solüsyonlarını zeolit sütunu içerisinde sızdırdığında Li izotop oranında % 25'lik bir değişim saptamıştır. Bu nedenle katyon değişim süreci içerisinde yer alan jeokimyasal ortamlarda Li izotoplarının fraksiyonlanması beklenir. Li sadece +1 değerlik halinde bulunur, bu nedenle redoks reaksiyonları izotop bileşimini etkilemez (Burton ve Vigier, 2012).

Lityum delta tanımı:

$$\delta^7\text{Li} = \frac{(^7\text{Li}/^6\text{Li})_{\text{örnek}} - (^7\text{Li}/^6\text{Li})_{\text{standart}}}{(^7\text{Li}/^6\text{Li})_{\text{standart}}} * 1000 \quad (4)$$

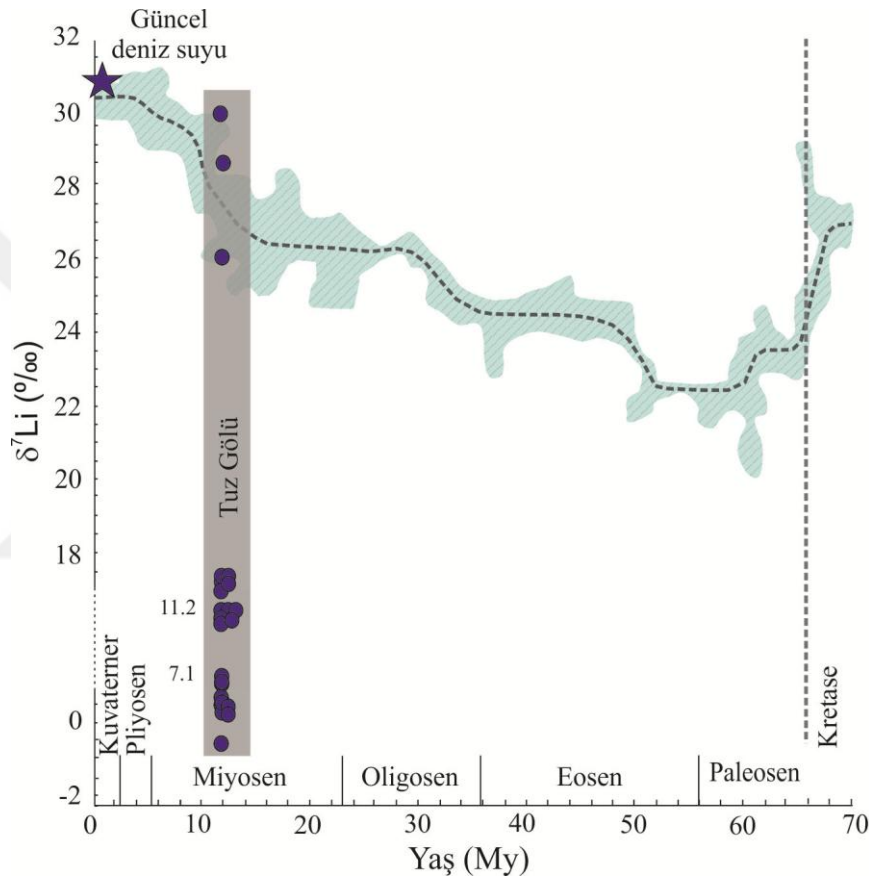
Jeolojik ortamlarda lityum izotop jeokimyası şu şekildedir: Okyanus suyu 30 ‰ yakın bir değer ile karakterize olunur ($\delta^7\text{Li} +31$ ‰) (Seitz ve ark., 2007) (Şekil 6. 18). Sıvı-kayaç etkileşimi sırasında hareketli bir element olan Li^+ çözelti içerisinde zenginleşmektedir (Wunder ve ark., 2007). Bu bağlamda, lityum izotop jeokimyası borunkine çok benzerdir. Manto ile okyanus arasındaki izotop farkı, su-kayaç etkileşimlerini sınırlamak için güçlü bir izleyici olarak kullanılabilir (Tomascak ve ark., 2016). Manto kökenli bazaltlarda nispeten homojen değerler gözlenmekte olup bu değer 4 ± 2 ‰'dir (Tomascak ve ark., 2016). Ayrışma süreçlerinde $\delta^7\text{Li}$ izotop fraksiyonlaşmasına ilişkin olarak ise bu izotopun kaynak sularda kaynak kayaca oranla daha zengin olduğudur (Burton ve Vigier, 2012). Ayrışma esnasında $\delta^7\text{Li}$ izotopu tercihli olarak daha mobildir ve $\delta^6\text{Li}$ izotopu kaynak alanda zenginleşir. Bu nedenle nehir ve akarsularda $\delta^7\text{Li}$ izotop değeri geniş bir aralıkta olabilir (+6'dan +33'a kadar: Huh ve ark., 1998, 2004). Birincil minerallerin tercihli olarak ayrışması önemli Li izotop fraksiyonlaşmaları oluşturmaz. Wimpenny ve ark. (2010) bazaltik cam ve olivin çözülmesinin ölçülebilir Li izotop fraksiyonlaşmasına neden olmadığını belirtmişlerdir. Mineral oluşumu ve mineral yüzeyleri üzerindeki adsorpsiyon, sulardaki yüksek $\delta^7\text{Li}$ değerlerinden sorumlu ana süreç olarak kabul edilmektedir. Jips kristallerinin yüzeyinde ya da kil mineralleri üzerinde Li elementinin kimyasal emilmesi sırasında önemli miktarda ^7Li izotop fraksiyonlaşması gözlenmiştir (Zhang ve ark., 1998; Pistiner ve Henderson, 2003; Millot ve ark., 2010). Karbonatların çökelişi esnasında çözelti içerisinde Li konsantrasyonlarında önemli bir değişim olmadığı için bu süreç $\delta^7\text{Li}$ izotopik fraksiyonlaşmasında da önemli bir değişime neden olmaz (Hoefs, 2015).



Şekil 6. 18. Farklı kayaç ve suların $\delta^7\text{Li}$ izotop içerikleri Tomascak ve ark. (2016)'dan sadeleştirilmiştir).

İncelenen örneklerin $\delta^7\text{Li}$ içeriklerinin geniş bir aralıkta değiştiği belirlenmiştir (Çizelge 6.3; Şekil 6.19). TG3 ve TG6 sondajlarına ait $\delta^7\text{Li}$ izotop değerleri TG4 sondajına oranla daha düşüktür. TG3 sondajında ise, bir örneğin $\delta^7\text{Li}$ izotop içeriği -0.7 ‰'ye kadar düşmüştür. TG4 sondajında ise 30.6 ‰ kadar yüksek değer bulunmuştur (Çizelge 6.3; Şekil 6.19). Yüksek $\delta^7\text{Li}$ içerikleri (26.0, 28.5 ve 30.6 ‰) kesin bir şekilde denizel ortamı işaret etmektedir (Şekil 6. 18). Bunun sebebi ise, $\delta^{11}\text{B}$ 'nin aksine, halit çökeli mi esnasında deniz suyu ve tuzlu çözelti arasında fraksiyonlama etkisinin $\delta^7\text{Li}$ için neredeyse sıfır olmasıdır (Huh ve ark., 2004; Wunder ve ark., 2007; Kowalski ve Jahn, 2011; Tomascak ve ark., 2016). Tuz Gölü havzasından elde edilen bu yüksek değerler deniz suyundan direk olarak çökelen halitlerin varlığını göstermektedir. Orta yükseklikteki ^7Li değerleri ise, Tuz Gölü havzasındaki halitlerin kökeninin sadece denizel olamayacağını, özellikle yeraltı suyu gibi akışkanların varlığından da oldukça etkilendiğini işaret etmektedir. Böylece Tuz Gölü havzasındaki çökeli me neden olan çözeltinin Li izotop bileşimi muhtemelen tortul süreçler vasıtasıyla çökeli m esnasında veya çökeli mden sonra havza içindeki aktif sular vasıtasıyla gerçekleşmiştir. Tuz Gölü havzasında genel olarak oluşan kimyasal çökeller karbonatlar, sülfatlar ve halit grubundan oluşmuştur. Çökeli m süreçlerinde lityumun evaporasyon minerallerinin kristal yapılarına girmesi ve izotopik fraksiyonlaşması esnasında ortam koşullarının ne yönde değiştiğini belirlemek oldukça güçtür, zira ortama dışarıdan gelecek bir veya

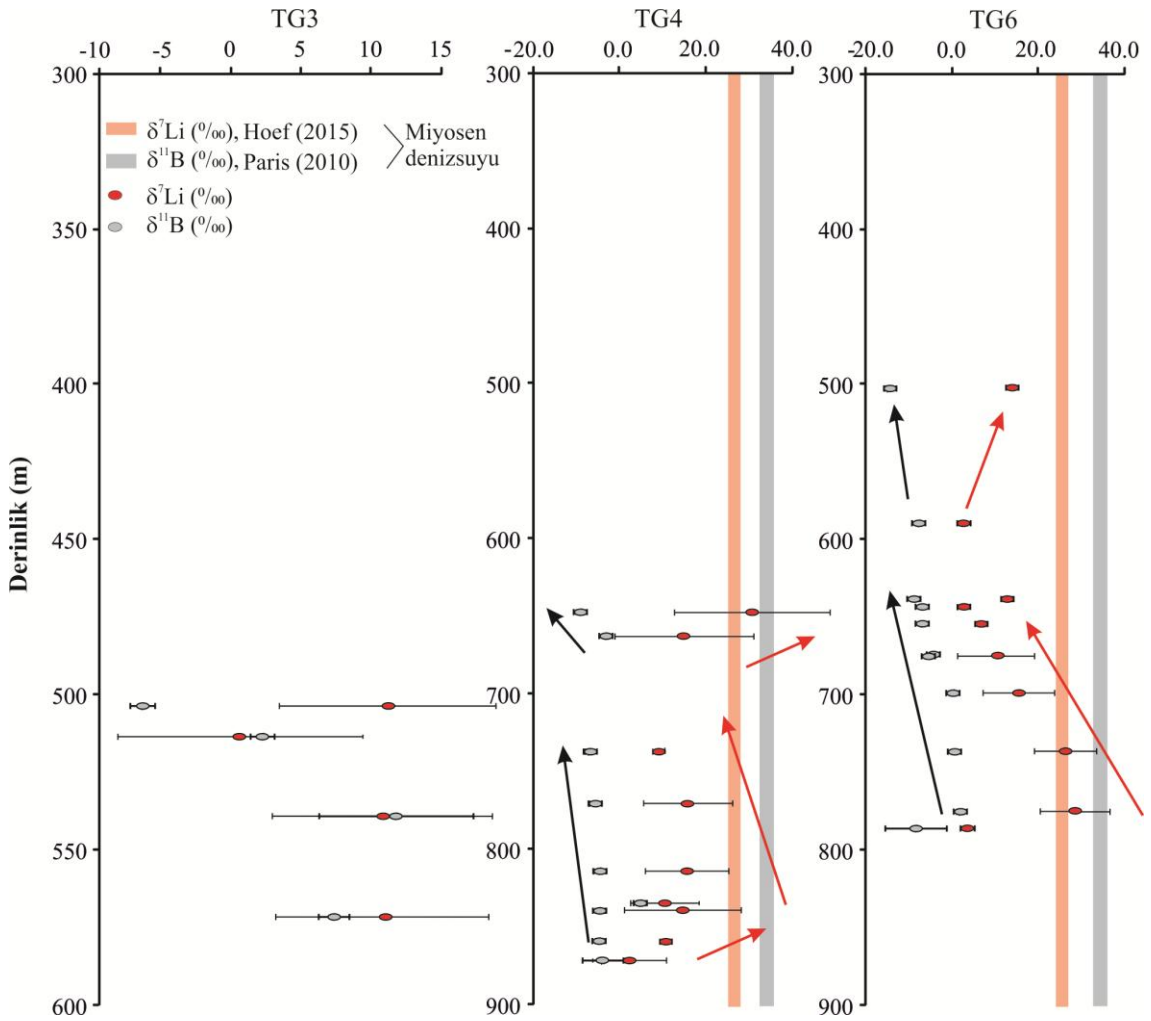
birkaç katkı (otojenik killler, volkanik malzeme, sıcak su çıkışı) çözelti bileşiminin değişimine neden olabilir. Bor izotopunda olduğu gibi ortamda bulunan kil mineralleri Li^+ elementinin fraksiyonlaşmasında önemli bir etkiye sahiptir (Misra ve Froelich, 2012). Çözelti ile kil minerallerinin etkileşimi sonucu ^7Li izotopu tercihli olarak kil tarafından absorbe edilirken ortamda ağır lityum izotopu tüketilmektedir. Ayrıca ortamda sülfat minerallerinin varlığı da Tuz Gölü örneklerinin hafif lityum izotop değerlerine sahip olmasına sebep olan bir diğer etken olarak düşünülmüştür.



Şekil 6. 19. Senozoyik yaşlı foraminiferlerin ve Tuz Gölü örneklerinin $\delta^7\text{Li}$ izotop değerleri (Hathorne ve James, 2006; Misra ve Froelich, 2012).

TG4 sondajının 800-900 metreler arasında $\delta^{11}\text{B}$ ve $\delta^7\text{Li}$ izotopik değerlerinin artması, deniz suyunun havzaya girişini göstermektedir (Şekil 6. 20). TG4 ve TG6 sondajlarının 800 metreden üst seviyelere doğru $\delta^{11}\text{B}$ ve $\delta^7\text{Li}$ izotop değerlerindeki hafif tükenme ise, havzaya deniz suyu girişinin azaldığı ve karasal kökenli su girişinin arttığını işaret etmektedir. Ek olarak, sondajların üst kesimlerinde $\delta^7\text{Li}$ izotop değerlerinin yeniden artış göstermesi havzaya deniz suyu girişi olduğunu göstermektedir. Bu veriler havzaya sadece bir defa değil, en az iki defa deniz suyu girişinin olduğunu göstermektedir (Şekil 6. 20). Sondajların orta seviyesindeki $\delta^7\text{Li}$

izotop değerlerinin artışına rağmen, $\delta^{11}\text{B}$ izotopunun devam eden tükenme eğilimi, çalışma alanı çevresindeki volkanizmanın havzaya karbondioksit sağlaması ve havzadaki çözeltiyi asidikleştirmesi ile ilişkili olabilir. Miyosen ve Kuvaterner volkanizmalarına bağlı CO_2 gaz çıkışları, bölgenin birçok yerinde hala aktiftir. Bor izotop fraksiyonlaşmasını etkileyen en önemli faktör yukarıda da bahsedildiği gibi pH'dır. Çözeltinin pH değerindeki artışa $\delta^{11}\text{B}$ değerindeki artış eşlik eder ve bu davranış halitlerin kristallenmesi esnasında $\delta^{11}\text{B}$ 'un tercihli olarak çözeltiyi tercih etmesine neden olur, böylece katı fazda (halitte) ağır bor izotop oranı azalır (Marschall ve Foster, 2018).



Şekil 6. 20. TG3, TG4, ve TG6 sondajlarına ait $\delta^{11}\text{B}$ ve $\delta^7\text{Li}$ verilerinin birbiriyle olan ilişkilerini ve derinliğe bağlı değişimlerini gösterir grafik. Miyosen deniz suyu $\delta^{11}\text{B}$ değerleri (Paris ve ark., 2010) ve $\delta^7\text{Li}$ değerleri ise (Hoefs, 2015)' ten alınmıştır.

7. MİKROFOSİL İNCELEMELERİ

Diatomlar, şeffaf silisyum dioksit hücre duvarına sahip tek hücreli alglerdir. Bu hücre duvarları oldukça karmaşık ve farklı modellerde gelişebilmektedir ve bu özellik diatomları dünyadaki en çeşitli protist gruplardan biri yapmaktadır. Diatomların frustül olarak bilinen saydam hücre duvarları iki kapaktan oluşur, bunlar; hypotheca ve epitheca olarak adlandırılır (Round ve ark., 1990). İki valf bir dizi kuşaklama bandı ile ayrılmıştır. Hücre bölünmesi sırasında her frustül için daha küçük bir valf üretilir, ortaya çıkan kuşak, azalan boyutta ve farklı yaşlarda olan hücreleri kapsar ve temelde birkaç küçük hücreyle birlikte, çoklu hücrelerin yapılarını birbirine bağlamaya yardımcı olan bir kuşak oluştururlar (Round ve ark., 1990).

TG4 sondajının 798.4 m'sine ait numunenin SEM incelemelerinde oldukça yüksek bollukta diatom çeşitliliği belirlenmiştir. Ancak sadece iki diatom net bir şekilde tanımlanabilmiş olup mevcut diğer türlerin diatom früstülleri tespit edilmiş fakat herhangi bir tanımlama yapılamamıştır (Şekil 7. 1- Şekil 7. 6).

Mevcut olan iki taksondan en bol olanı *Fragilaria* türüdür (Şekil 7. 1- Şekil 7. 3), Londra Doğa ve Tarih Müzesi'nde (NHM) Dr. Tom Hill tarafından yapılan incelemelerde, örneklerde benzer morfolojik karakterlere sahip taksonları tanımlamak için kapsamlı bir literatür taraması yapılmış ve bu mevcut türlerin *Fragilaria* cinsi içindeki taksonlara çok benzer oldukları sonucuna varılmıştır (Lange-Bertalot ve Ulrich, 2014; Delgado-Baquerizo ve ark., 2016). Ancak görünen frustule'lere dayanarak, yapılan yorumlamada fosillerin bu aileye ait yeni bir tür olma potansiyeline sahip oldukları da belirtilmiştir.

Fragilaria birçok tatlı su kaynağında gözlenen fakat ışık mikroskobu ile ayırt etmesi inanılmaz derecede zor küçük vanaları olan bir türdür (Li ve ark., 2018). Cinsi belirlemek için gereken net terminoloji oldukça sınırlı olmakla birlikte, küçük *Fragilaria*'ların çoğu yüksek çeşitlilik gösterebilir (Li ve ark., 2018). Sonuç olarak, bir "doğrusal çizgisel ve bir filaman düzleminin bileşimi" olarak ilk tanım ardından, *Fragilaria*'nın taksonomik analizi, hem cins hem de türlerde geniş çeşitlilikte taksonlar ilavesine tabi tutulmalıdır (Round ve ark., 1990). Tuz Gölü'nden elde edilen *Fragilaria*'nın yeni bir tür olup olmadığını belirlemek ve karakteristiklerini detaylandırmak amacıyla çeşitli tanımlamalar yapılmıştır. Bu incelemeler sonucunda; bir kutup rimoportülüne bir sıra gözenekli basit kemer bantlarına, bir okellülimbus (belirgin gözenek alanı) ve dâhili olarak yükseltilmiş bir sternum (göğüs kemiği)

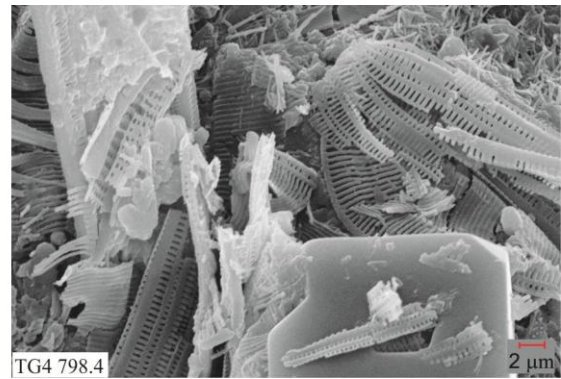
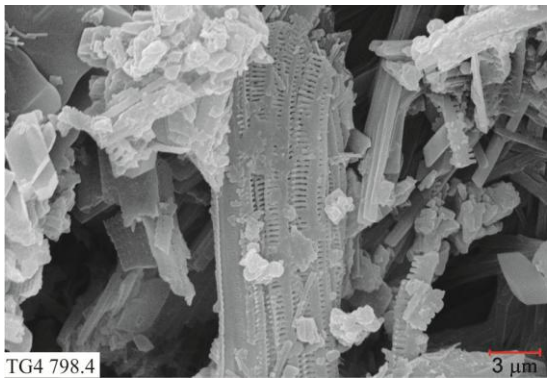
belirlenmiştir. Bunlar sık görülen özellikler olmasına rağmen görünür sayıdaki kuşak bandı ayrıca viraj, asmalar ve içten yükseltilmiş sternum arasındaki ilişki az bulunur bir özelliği yansıtmaktadır (Dr. Tom Hill kişisel görüş). NHM sedimantoloji laboratuvarında Tom Hill tarafından yapılan SEM incelemelerinde *Fragilaria*'nın kuşak görünümünde olduğu, diatomun üzerinde bulunan çentiklerin dikdörtgen şeklinde olduğu belirlenmiştir. Kanatların genellikle uçlara doğru kıvrılmış mızrak şeklinde doğrusal olduğunu ve sternum ise merkezde yer aldığını kutuplara doğru mızrak şeklinde gözlendiğini belirtmişlerdir.

Sonuç olarak, bu taksonlarla ilişkili potansiyel yaş veya ortamlar hakkında yorum yapmak bu türlerin genellikle gösel taksonlar olması nedeniyle mümkün değildir, bu türün ekolojik gereksinimleri aşırı derecede çeşitlilik göstermektedir. Taksonomik, sistematik ve ilgili ortamlar açısından iyi anlaşılmayan bir cinistir.

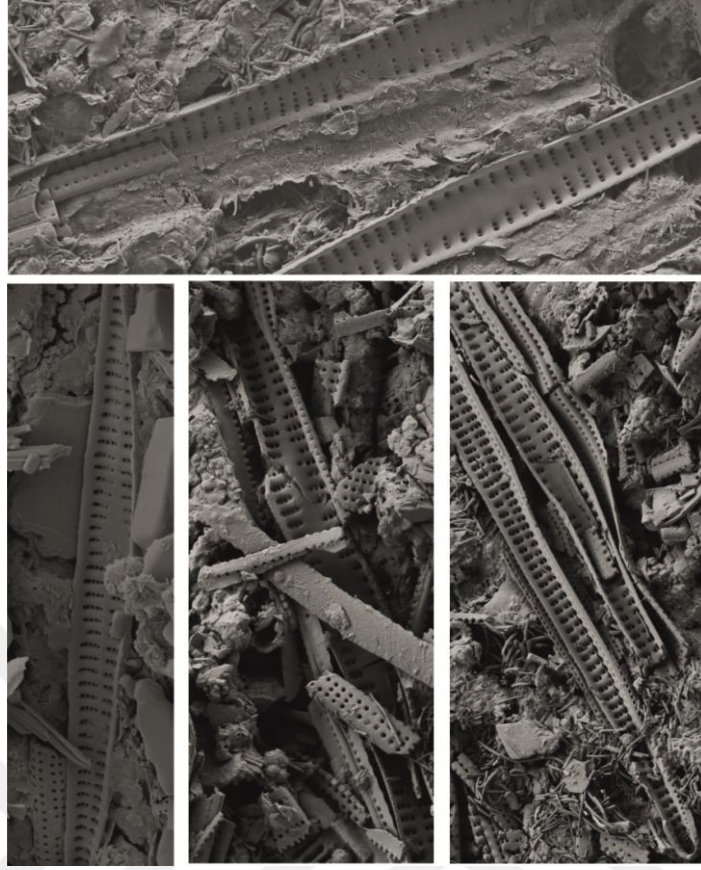
Bu çalışmadan elde edilen ultra-morfolojik veriler, *Fragilaria* cinsi içindeki fosil diatomları üzerinde kapsamlı çalışmalar için bir temel niteliği taşımaktadır.

Çizelge 7. 1. Dr. Tom Hill tarafından önerilen *Fragilaria* diatomit tanımlaması.

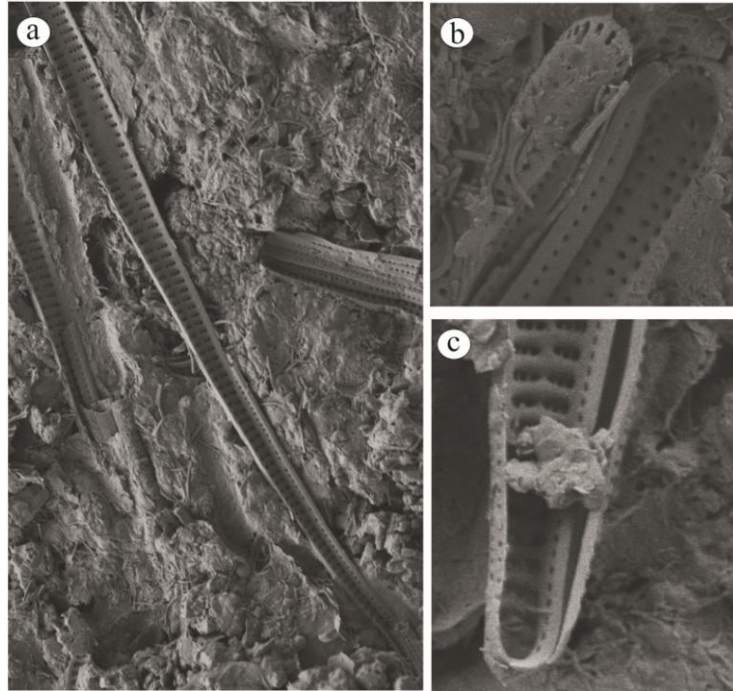
Sınıf:	<i>Fragilariophyceae</i>
Alt Sınıf:	<i>Fragilariophycidae</i>
Aile :	<i>Fragilariaceae</i>
Cins:	<i>Fragilaria</i>
Önerilen isin:	<i>Fragilariaturk</i>



Şekil 7. 1. Tuz Gölü *Fragilaria* diatomlarına ait SEM görüntüleri (TG4 sondajı 798.4m).

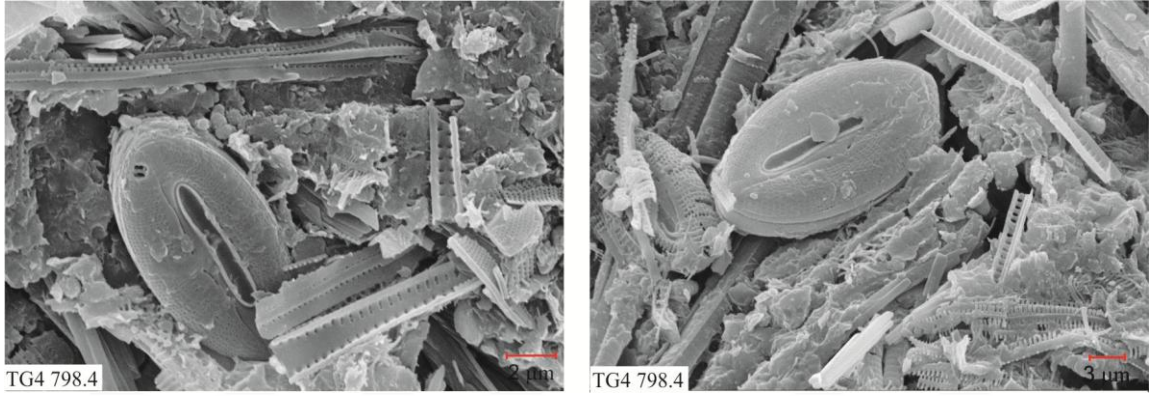


Şekil 7. 2. TG4 sondajı *Fragilaria* diatomlarını tanımlamaya yönelik Londra Doğa ve Tarih Müzesi'nde (NHM) Tom Hill tarafından çekilmiş SEM görüntüleri. Kırılmış veya hasar görmüş apletleri olan kavkuların iç görünümü. Bir kısmı mızrak şeklinde ve merkezi alanı biraz geniş.



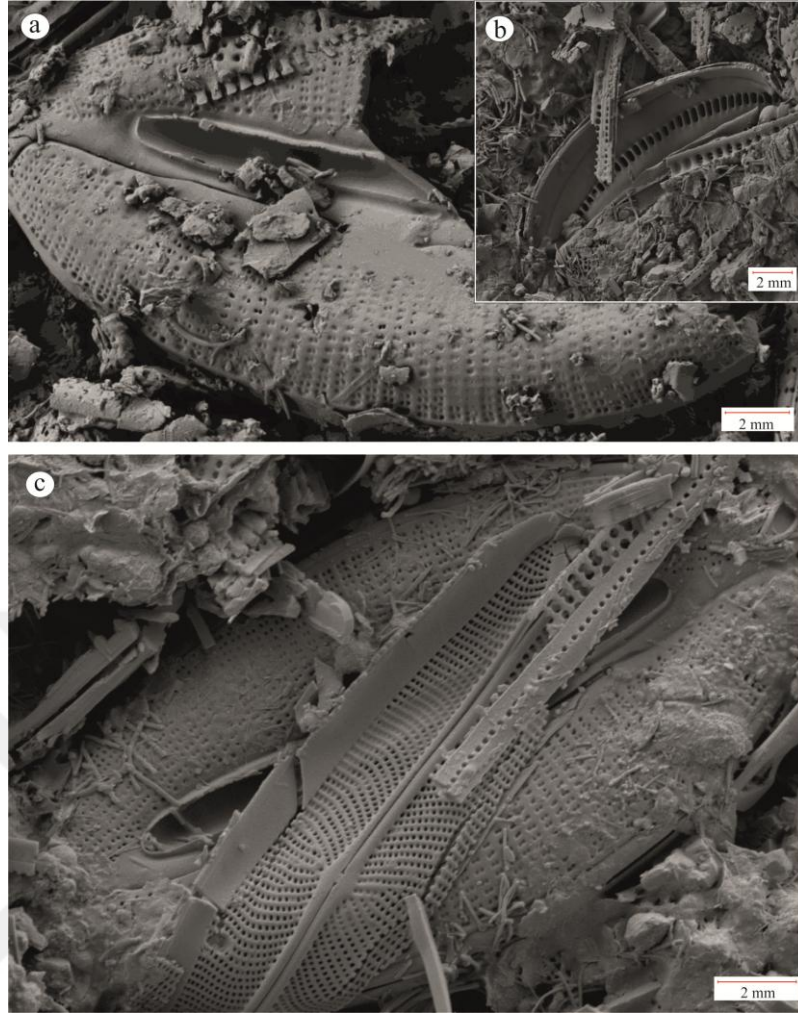
Şekil 7. 3. *Fragilaria* diatomit görüntüleri, a) Mızrak şekilli kavkının iç görünümü, b) Kutupların iç ve dış görünümü ve c) Kutupların dış görünümü. (NHM, Tom Hill tarafından görüntülenmiştir).

İkinci diatom türü ise ender rastlanan bir diyatom olan *Dimidiata Saccula* olarak tanımlanmıştır (Şekil 7. 4; Şekil 7. 5). Bu taksonun mevcut yaşı 'Sarmatiyen (11.6-12.7 my)' ile sınırlıdır. Hajos (1973) Macaristan'da, Mecsek dağlarında yapmış olduğu incelemelerde, Sarmatiyen olarak belirtilen bir tabakadan elde edilen mikrofosilleri *Dimidiata Saccula* olarak tanımlanmıştır. Ayrıca bu çalışmada *Dimidiata Saccula*'nın denizel bir ortamı yansıttığı belirtilmiştir. Bu diatomlar üzerinde malzeme alışverişini sağlayan ağız kısımlarının açık olması etraflarının halit ya da sülfat minerali ile kaplandıktan sonrada yaşamsal fonksiyonlarını devam ettirebildiklerini işaret etmektedir (Şekil 7. 4). Tuz Gölü örneklerinden elde edilen bu fosil, çalışma alanındaki çökellerin denizel kökenli ve Orta Miyosen yaşlı olduğunu ortaya koymaktadır.

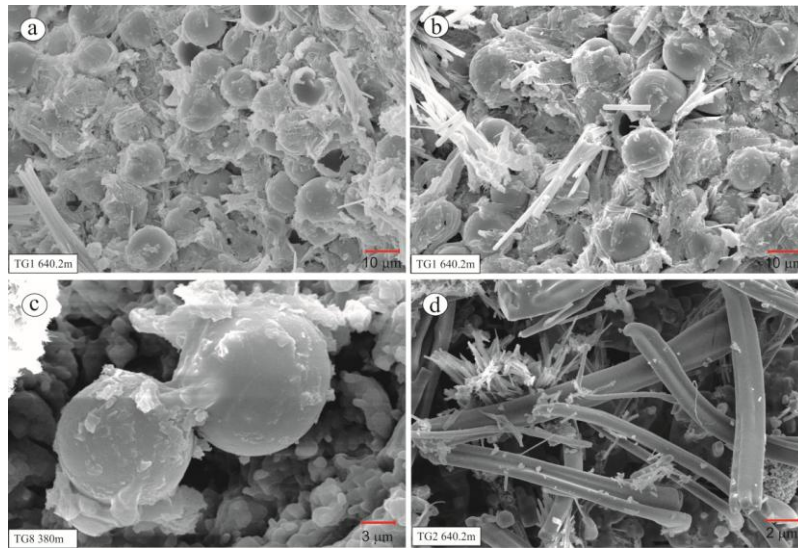


Şekil 7. 4. TG4 sondajı *Fragilaria* ve *Dimidiata Saccula* diatomlarına ait SEM görüntüleri.

Çalışma alanına ait örneklerde krisofis küreciklerinin varlığı tespit edilmiştir, bunlar SEM görüntülerinde görülebilen küçük küresel mikrofosillerdir. Bu küçük küresel mikrofosillerin çapı 10-12 μm arasında değişmektedir, yapılan EDS incelemelerinde bu mikrofosillerin silisyum oksitce zengin oldukları belirlenmiştir (Şekil 7. 6). Bu mikrofosiller tatlı su girişinin olduğu birçok yerde yaygın olan fosilleridir. Yapılan SEM çalışmalarında birçok flagmente rastlanılmıştır. Bu flagmentler için özel bir çalışma yapılmamıştır (Şekil 7. 6d).



Şekil 7. 5. Dimidiata Saccula'ya ait SEM görüntüsü, a,c) Kabuğun dış görünümü (Görüntüler NHM, Dr. Tom Hill tarafından çekilmiştir.) b) Kabuğun iç görünümü.



Şekil 7. 6. TG2 640.2 m ve TG8 380 m sondajlarına ait numunelerin SEM görüntüleri a,b,c) Diatomlara ait görüntüler, d) Siyanobakterilere ait filamentlerin görüntüleri.

8. TARTIŞMA

8.1. Jeolojik Evrim

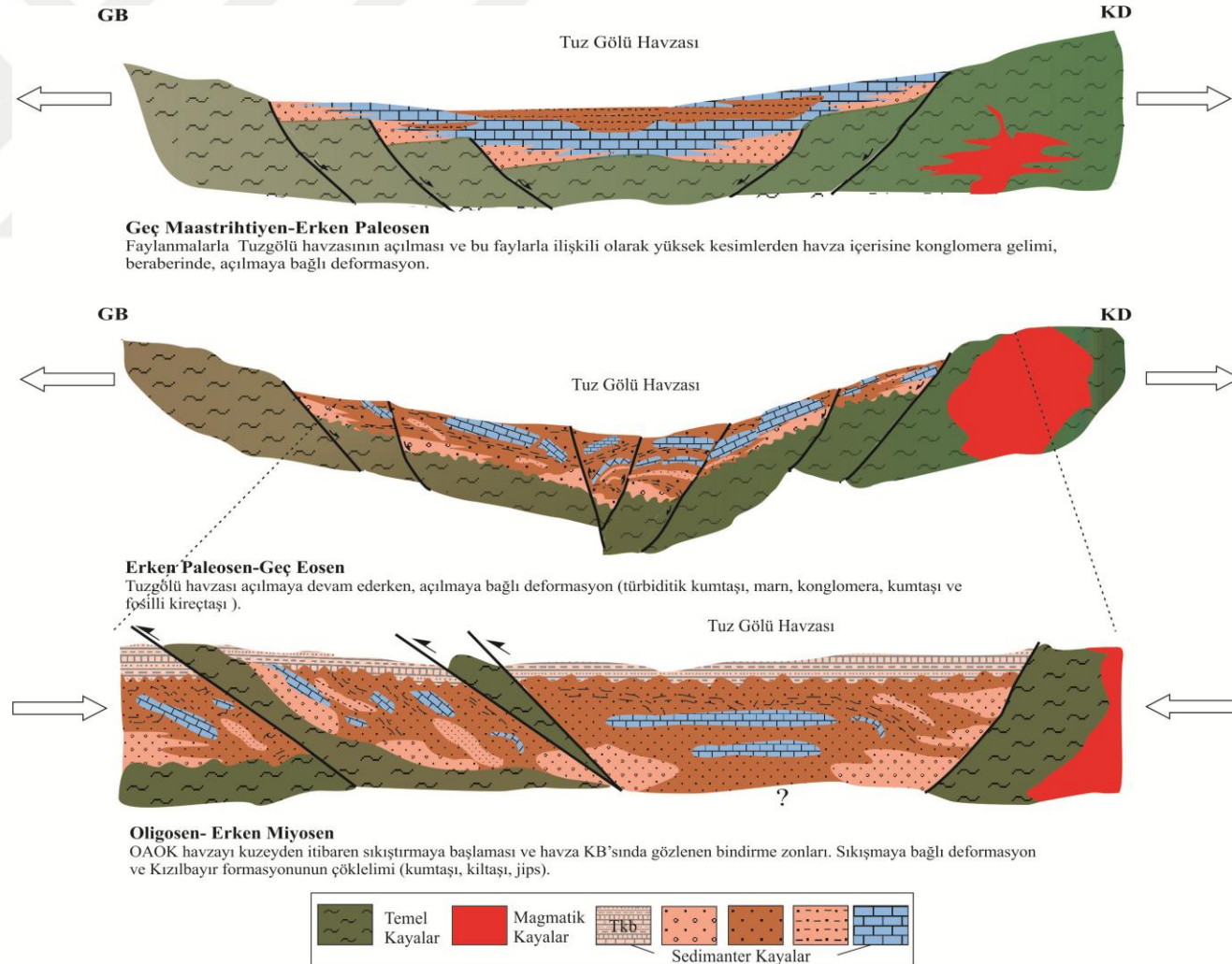
Çalışma alanı, Tuz Gölü havzasının güneyinde yer alır ve bu havza aynı zamanda Bor Ulukışla havzası olarak da bilinir ve Bor Ulukışla havzası eski büyük Tuz Gölü havzasının güneyini temsil etmektedir. Çalışma alanının batısında Kapalı Konya havzası ve güneyinde ise Bolkardağı Birliği bulunur. Bu havzalar Geç Kretase'de çok kollu olan Neo-Tetis'in kapanmasıyla gelişmeye başlamışlardır (Şengör, 1985).

Söz konusu bölge aynı zamanda Tuz Gölü havzasının Bolkardağları kuzeyindeki uzantısıdır ve temelini Aşıgediği Formasyonu oluşturur (Göncüoğlu, 1977). Aşıgediği Formasyonu Paleozoyik yaşlı Niğde Masifinin birimlerini keserek onlarla birlikte deforme olmuş ve metamorfizmaya uğramış kayalar topluluğudur (Göncüoğlu, 1977). Geç Kretase'de Sineksizyayla metagabrosu bölge temel kayaları içine yerleşmiş ve bu dönemde ofiyolitik karmaşığın içine yerleştiği okyanusal bir çukur özelliğini almıştır (Özgül, 1976). Geç Kretase'de gelişen dalma-batma zonu ile birlikte Paleosen'de Ulukışla adayı adı verilen doğubatu uzantılı bir adayı gelişmiştir. Bölge Paleozoyik-Geç Kretase aralığında orojenik hareketlerin yoğun etkisinde kalmış ve bu aralıkta herhangi bir sedimanter çökeltim meydana gelmemiştir. Adanın oluşturduğu adaların bir kısmı Geç Paleosen'de su yüzeyine çıkmış ve Ulukışla'dan doğuya doğru iki ayrı kuşak oluşturmuşlardır. Bu adayalardan kaynaklanan volkanik malzemeler Serenkaya formasyonunun anabileşenlerini oluşturmuştur. Geç Paleosen'de magmatik faaliyetlerin sona ermesi ile birlikte çökelti kırıntılı malzeme Güney formasyonu olarak adlandırılmıştır (Oktay, 1982). İnceleme alanı kuzeyinde yer alan Üst Eosen - Oligosen yaşlı kalınlığı batıya doğru giderek azalan ve yaklaşık 750 m kadar kalınlığa sahip Zeyvediği anhidriti bu dönemlerde bölgede sığ bir havzanın varlığına işaret etmektedir (Oktay, 1982). Eosen birimlerinin litolojik özelliklerinin birbirinden farklı olması bu dönemde gerçekleşen aşınma sürecinde, havzanın doğusunun ve güneyinin az aşınmasına neden olmuştur. Bu nedenle havza bu yönlerde yüksek bir topografyaya sahiptir fakat havzanın kuzeyi ve batısında zayıf pekişmemiş, aşınabilir litolojiye sahip birimler fazla aşınmış ve bu kısımlar daha çukur kalmıştır. Aşınan Eosen yaşlı kırıntılı birimler sığ göl ortamında çökmeye başlamış ve Kızılbayır Formasyonu oluşturmuştur (Yoldaş, 1973). Havzanın sığ kesimlerini temsil eden Kızılbayır formasyonu kumtaşı, çakıltası ve nadiren silt ve kil boyu kırıntılı sedimanlar içerir ve karasal ortam

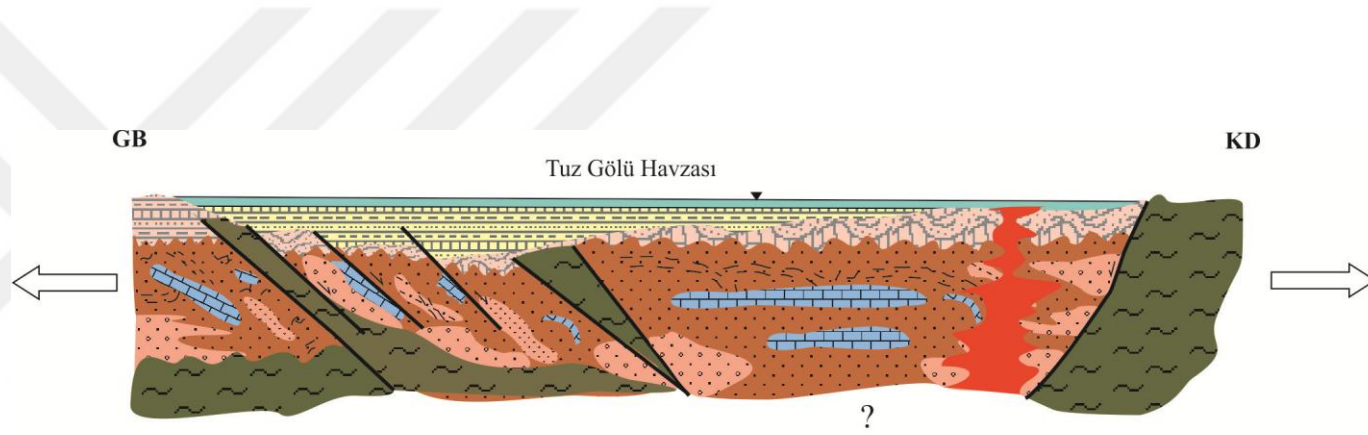
koşullarını yansıtır. Bu birim içerisinde sık sık çapraz tabakalanma ve akıntı yapıları gözlenmesi birimin havza kenarında çökmesi ile ilişkilidir. Birim yer yer kırmızı renkli olması birimin su yüzeyine çıktığını ve atmosferik etkiye maruz kalarak oksitlenme meydana gelmesi ile ilişkili olabilir. Daha sonra havzaya güneyden denizel giriş meydana gelmiş, havzadaki su seviyesi yükselmiş ve Katrandedetepe formasyonu oluşmuştur (Ercan ve ark., 2019; Karakaya ve ark., 2019). İnceleme alanında Miyosen yaşlı bu birim evaporasyonla ilişkili olarak halojen, sülfat ve karbonat grubu minerali içermektedir. Havzada deniz suyu girişimi Orta Miyosen’de meydana gelen iklimsel ısınma (Orta Miyosen İklimsel Optimum-Mid Miocene Climatic Optimum-MMCO) ve devamında Akdeniz sularının yükselmesi sonucu havzayı deniz suyunun basması ile ilişkilidir (Ercan ve ark., 2019; Karakaya ve ark., 2019). Üst Miyosen’de ise Katrandedetepe formasyonu olarak tanımlanan birimde evaporasyon mineralinin çökelişi devam etmiştir. Bu dönemde tüm Akdeniz havzasında Messiniyen Tuzluluk Krizi’nin etkisi sonucu birçok bölgede büyük evaporit çökelişi olmuştur. Sonuç olarak havzada bulunan suyun bileşimine bağlı olarak yaklaşık 2000 metre kalınlıkta ve oldukça farklı bileşimli evaporasyon minerallerinin çökelişi gerçekleşmiştir. Evaporasyonun meydana geldiği bu tür kapalı havzalarda buharlaşmanın aşırı olması çözültedeki O₂ oranının düşmesine ve çözültinin tuzluluk oranının da aşırı artmasına neden olmaktadır. Bu olumsuz yaşam koşulları evaporasyon ortamlarında canlı yaşamını oldukça sınırlı hale getirmektedir. Çalışma alanında da belirli seviyeler dışında fosil izine nadiren rastlanılmıştır. Canlı izine az rastlanılmasının temel nedenleri evaporasyonla ilişkili tuzluluk artışı ve bölgede yaygın olarak gözlenen volkanizma etkisidir. Volkanizma göl suyunda ki çözülmüş CO₂ miktarının artmasına ve böylelikle göl suyunun pH’ını düşürmesine, asitikleşmesine neden olmuştur. Bu etkren yaşam ortamları Tuz Gölü havzasında canlı gelişimine engel olmuştur. Katrandedetepe formasyonu içerisinde oldukça sınırlı miktarda fosil tespit edilmesine rağmen tüm sondajların derin seviyelerinde oldukça yaygın petrolü/bitümlü seviyeler belirlenmiştir. Organik malzemece zengin bu seviyeler muhtemelen havza içerisinde etkin faylarca oluşturulan eşiklerin bir sonucu olup, bu ortamlar yoğun organizma faaliyetinin (redoks) gelişmesi için oldukça uygun koşulları sağlamışlardır. Bu uygun koşullar ise; düşük besin düzeyi içeren, çözülmüş oksijen miktarı fazla olan, aneorobik bakterilerce organik maddenin tüketiminin olduğunu oligotrofik göl ortamları olarak tanımlanmıştır (Şekil 8.1). Üst Miyosen-Pliyosen döneminde tamamen kapalı karasal havza görünümü alan havzaya akarsu ve kanallar aracılığı ile yoğun bir şekilde su girişi oluşmuş ve

havzada, alüvyon yelpaze çökelleri, nadiren evaporasyon çökelleri ile birlikte Beştepeler formasyonunu oluşturmuştur. Beştepeler formasyonunun devamında havzaya olan tatlı su girişinin artışı ile birlikte yaygın karbonat çökelleri ve pekişmemiş alüvyal malzeme içeren Gökbez formasyonunun çökelişi meydana gelmiştir. Havzada Üst Miyosen-Pliyosen’de ve Pliyo-Kuvaterner’de sırasıyla Melendizdağı ve Hasandağı volkanik faaliyetleri meydana gelmiştir. Bu volkanik faaliyetlerle ilişkili volkanik kayalar Beştepeler ve Gökbez formasyonlarına ait sedimanter birimler içerisinde arakatlı olarak gözlenmiştir. Bu dönemde havzada evaporasyon kısmen devam ederken volkanik faaliyetlerin meydana geldiğini göstermektedir (Şekil 8.1).



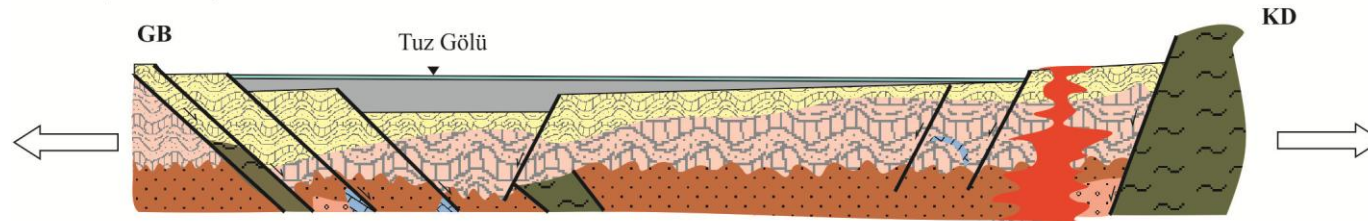


Şekil 8. 1. Tuz Gölü Havzası'nın jeolojik evrim modeli Özsayın ve ark. (2013)'den değiştirilmiştir. TKb: Kızılbaş formasyonu, OAOK: Ora Anadolu ofiyolitik kompleksi.



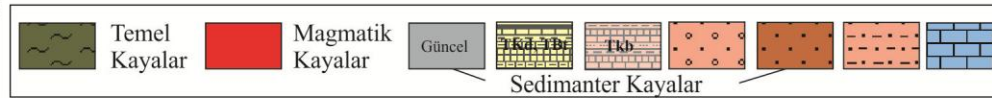
Orta Miyosen- Pleyistosen

Orta Miyosende deniz girişi, açılmaya bağlı kıta içi havza oluşumu ve ilişkili horst ve grabenler. Katrandedeptepe ve Beştepeler formasyonlarının çökelişi.



Günümüz

Güncel çökeller



Şekil 8. 1. (devamı) Tuz Gölü Havzası jeolojik evrim modeli. TKb: Kızılıbayır formasyonu, TKd: Katrandedeptepe formasyonu, TBt: Beştepeler formasyonu.

8.2. Miyosen Evaporitlerinin Oluşum Modeli

İnceleme alanı çevresini ve temelini Niğde Masifi ve Bolkar Karbonat Platformu'na ait Paleozoyik yaşlı kristalize kireçtaşları ve metagabro türü kayaçları ile temsil edilirken, Paleosen-Eosen ve Alt Miyosen dönemi kayaçları volkanik kayaçlar, volkanik kayaçlarla arakatkılı evaporitik çökellerden ve tüm bu birimlerle arakatkılı olarak karasal çökellerden oluşur. Havzanın gelişiminde etkin olarak tektonik olmak üzere yer yer de volkanik aktiviteler rol oynamıştır. Ayrıca bu aktiviteler havzanın kısmen kapanması yükselmesi, çökmesi, deniz suyu girişimi etkisinde başlıca tuz ve sülfat türü mineraller olmak üzere evaporasyonun etkin olmasıyla ekonomik boyutta minerallerin çökmesine neden olmuştur. Ayrıca gerek çözelti bileşeninin değişimi ve mineral parajenezinin zenginleşmesinde Eosen-Oligosen (Oktay, 1982) yaşlı Zeyvegediği anhidriti de önemli rol oynamıştır.

Çalışma alanında Miyosen ve Pliyosen döneminde çökelen birimler başta evaporitik çökeller olmak üzere, konglomera, kumtaşı, kil, şeyl türü kayaçları içerir. Bu birimlerin sedimentolojik, litolojik ve stratigrafik özellikleri göz önüne alındığında Tuz Gölü havzasının sabkha benzeri bir ortamın özelliklerini yansıttığı belirlenmiştir.

Evaporasyon havzada mineral çökelimine neden olan temel etkidir. Bunun yanında evaporasyon esnasında çözelti bileşiminin değişimine neden olan farklı mekanizmalarda belirlenmiştir. Bunlardan ilki; havza içine daha yaşlı olan taban formasyonlar içerisinde difüzyon, filtrasyon veya akma gibi proseslerle gelmiş olan bileşimsel olarak zenginleşmiş iyon derişimi yüksek çözeltilerdir. Bu çözeltiler Tuz Gölü havzası mineral çeşitliliğinin oldukça karışık/kaotik bir hal almasına neden olmuştur. Difüzyon ve akma mekanizmalarının yanında havzanın dinamik hidrolik döngüsü havzadaki su kimyasının değişiminde önemli rol oynamıştır. Özellikle yeraltı suyu birimler içerisinde ilerlerken çözeltinin iyon konsantrasyonunun artmasına, meteorik su girişi ise çözeltinin iyonik konsantrasyonunun seyrelmesine neden olmuştur. Bunun dışında havzayı besleyen suyun artması ve azalmasına bağlı olarak su seviyesinin artış ve azalışı çökelen mineral bileşimi ve su kimyasında önemli farklılaşmalara neden olmuştur. Miyosen ve güncel Tuz Gölü havzasında farklı su kimyasının oluşması ve mineral çökelimine neden olan ve çökelim için önemli katkı sağlayan ve katyonları içeren, kayaçlar/litolojiler ve bunların çeşitli süreçlerle etkileşimi, çözünmesi havzada önemli evaporasyon minerallerinin oluşumunda rol

oynamış olup ana etken iyon mekanizmaları (Ca, Mg, SO₄, CO₃, HCO₃, Cl, Na vb.) şu şekilde verilmiştir (Şekil 8.2; Şekil 8.3);

- a) Ca-Mg-CO₃-HCO₃
- b) De-Dolomitleşme
- c) Ca-Mg-SO₄
- d) Na-Cl olarak belirlenmiştir.

Havza içine giren bu farklı bileşimli çözeltiler evaporasyonun etkisi ile göl tabanında ya da tabakalar arasındaki boşluklarda yeterli doygunluğa ulaştığında yeni mineral birlikleri oluşturarak yeniden çökeler. Havzada meydana gelen tuzlu suyun üretimi ve suyun geri akışı, çevre kayaçların hidrolik şartlarına ve litolojik karakterine göre değişim göstermektedir:

a) Ca-Mg-CO₃-HCO₃: Karbonatlı kayaçlar (dolomit ve dolomitik kireçtaşı ve kısmen Mg-zengin kristalize kireçtaşı) çalışma alanının güneyinde bulunan mostraların büyük bir çoğunluğunu temsil etmektedir. Bölgede geniş bir yayıma sahip Neojen akiferinin çoğunlukla karbonat çökellerinden oluştuğu ve Kuvaterner akiferlerinin karbonat kaya parçaları içerdiği bilinmektedir. Sondajlarda yaygın olarak yukarıda bahsedilen bu mineraller ana çökelleri oluşturur. Bu karbonatlı kayaçlar havzaya giren ve/veya havzada bulunan çözeltinin Ca-Mg- CO₃-HCO₃'ca zenginleşmesine neden olur. Bayarı ve ark. (2009) yaptıkları çalışma ile Toroslar'dan Tuz Gölüne doğru bölgesel akım yolu boyunca $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotoplarının değişiminin birbiriyle uyumlu olduğunu, akiferdeki karbonatlı kayacın çözünmesine bağlı olarak $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde zenginleşme, $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde ise fakirleşmeyi belirtmişlerdir. Bu durum havza genelinde akım yolu boyunca karbonatlı kayaçların varlığını göstermektedir. Yüksek Mg/Ca oranlarına sahip deniz suyu veya tuzlu su tatlı suyla karışarak seyrelmiş olsa bile, korunan yüksek Mg/Ca oranı bölgede dolomit oluşumunu sağlamıştır.

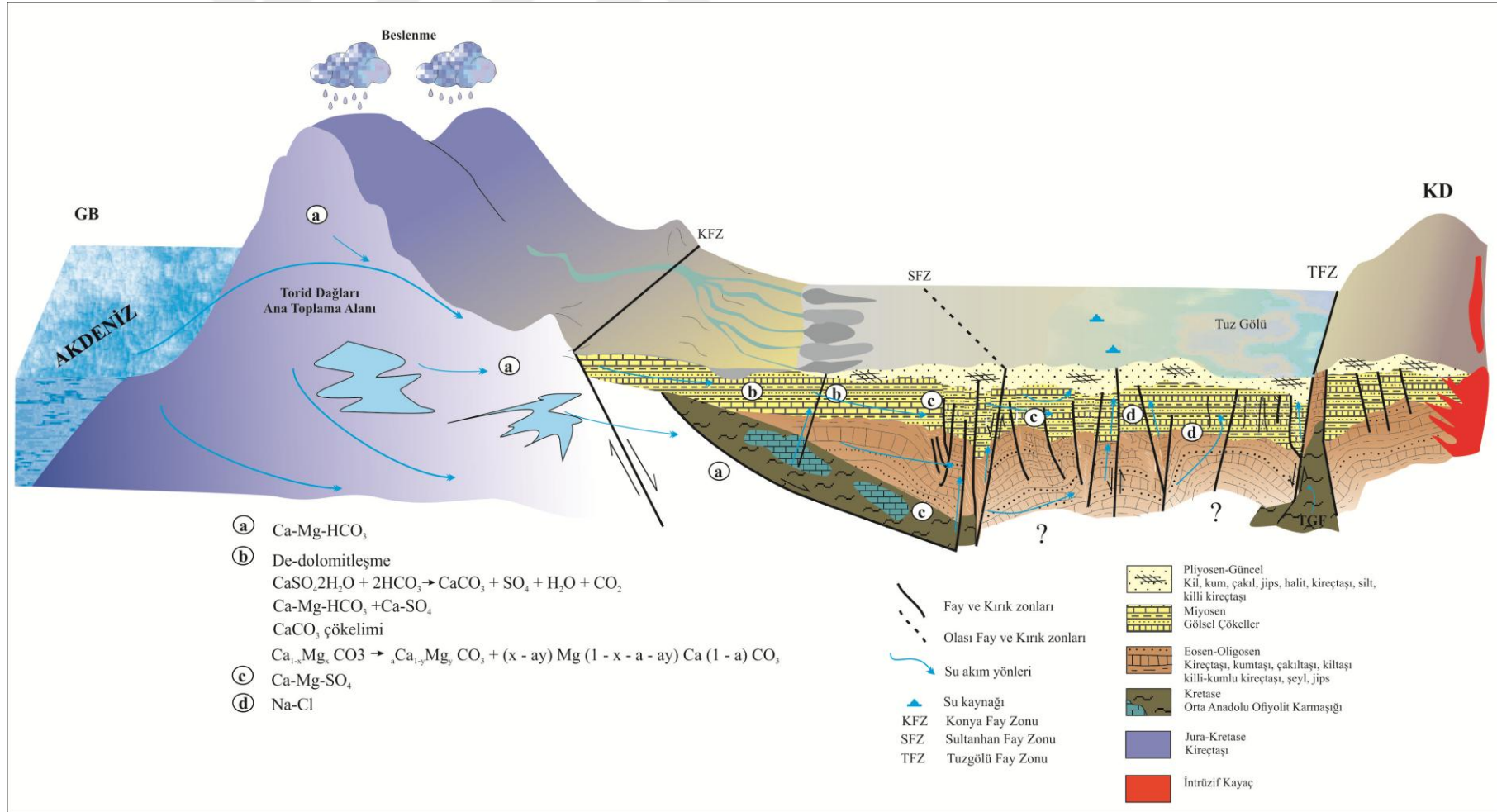
Çalışma alanını çevreleyen masiflerdeki (Nevşehir, Kırşehir vb.) veya havza tabanında bulunan ultramafik, bazik kayaçların su-kayaç etkileşimleri çözeltinin magnezyumca zenginleşmesini sağlamıştır (Şekil 8.2; Şekil 8.3).

b) De-Dolomitleşme: Toroslardan başlayarak inceleme alanını da içine alan Konya Kapalı Havzasında ana akiferleri karbonatlı kayaçlar oluşturur. Meteorik/yeraltısularının deniz suyu ile karışması kalsitin çözünmesine ve CaCO₃'ün dolomit ile yer değiştirmesine neden olur. İnceleme alanında bulunan özellikle karbonatlı kayaçların çatlak ve erime boşlukları boyunca hareket eden deniz suyu ile karışmış sular, karbonatlı kayaçları çözdükleri için Ca²⁺, Mg²⁺ ve HCO₃⁻ iyonlarınca

zenginleşmiştir. Bu sırada yeraltısuları akış yolu üzerindeki jipsli birimlerle karşılaştıklarında jips, karbonatlı kayalara oranla çok daha kolay çözünürlüğe sahip bir mineral olduğundan jipsin çözünmesi ile birlikte çözelti Ca^{2+} ve SO_4^{2-} iyonlarınca da zenginleşir. Jipsli seviyelerin daha fazla çözünmesi ile çözeltide Ca^{2+} iyon konsantrasyonu artmış ve ortak iyon etkisi ile çözeltiden kalsit çökelişi gerçekleşmiştir. Bikarbonat iyonunun çözelti içinde azalmasıyla da dolomit çözünmesi meydana gelmiştir. Çözünme ile çözelti ve kayaç arasında $\text{Ca}_{1-x}\text{Mg}_x\text{CO}_3 \rightarrow a\text{Ca}_{1-y}\text{Mg}_y\text{CO}_3 + (x-ay)\text{Mg}^{2+} + (1-x-ay)\text{Ca}^{2+} + (1-a)\text{CO}_3^{2-}$ ise $y < x$ reaksiyonun gerçekleşmiştir. Bu süreç dolomitin kalsit ile yer değiştirmesi olup de-dolomitleşme olarak adlandırılır (Edmunds ve Shand, 2008). Kalsit çökelişi çözelti içinde Ca^{2+} derişiminin azalmasına neden olurken, Mg^{2+} toplam iyon derişimi çözelti içerisinde oldukça yüksek konsantrasyonlara ulaşır. Havza içerisinde çökelen Mg-Ca zengin karbonatların çökelişi bu mekanizma ile açıklanmıştır (Şekil 8.3; Şekil 8.4).

c) Ca-Mg-SO₄: Çözeltinin akım yolu boyunca Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} konsantrasyonu artmaktadır. Ca^{+2} içeriğinin tekrar artması ile çözelti jips mineralince doygunluğa ulaşarak havza içinde ara seviyelerde sıklıkla rastlanılan yumru, bağırsak ve küresteli yapılarını meydana getirmiştir. Yüzeyle ise Ca^{2+} - Mg^{2+} - SO_4^{2-} 'ca zengin çözelti özellikle Tuz Gölü batı, güney-batı yakınlarında yer alan Bolluk ve Tersakan göllerinde Mg-sülfat ve Mg-Ca-sülfat minerallerinin çökelişine neden olmuştur (Şekil 8.2; Şekil 8.3).

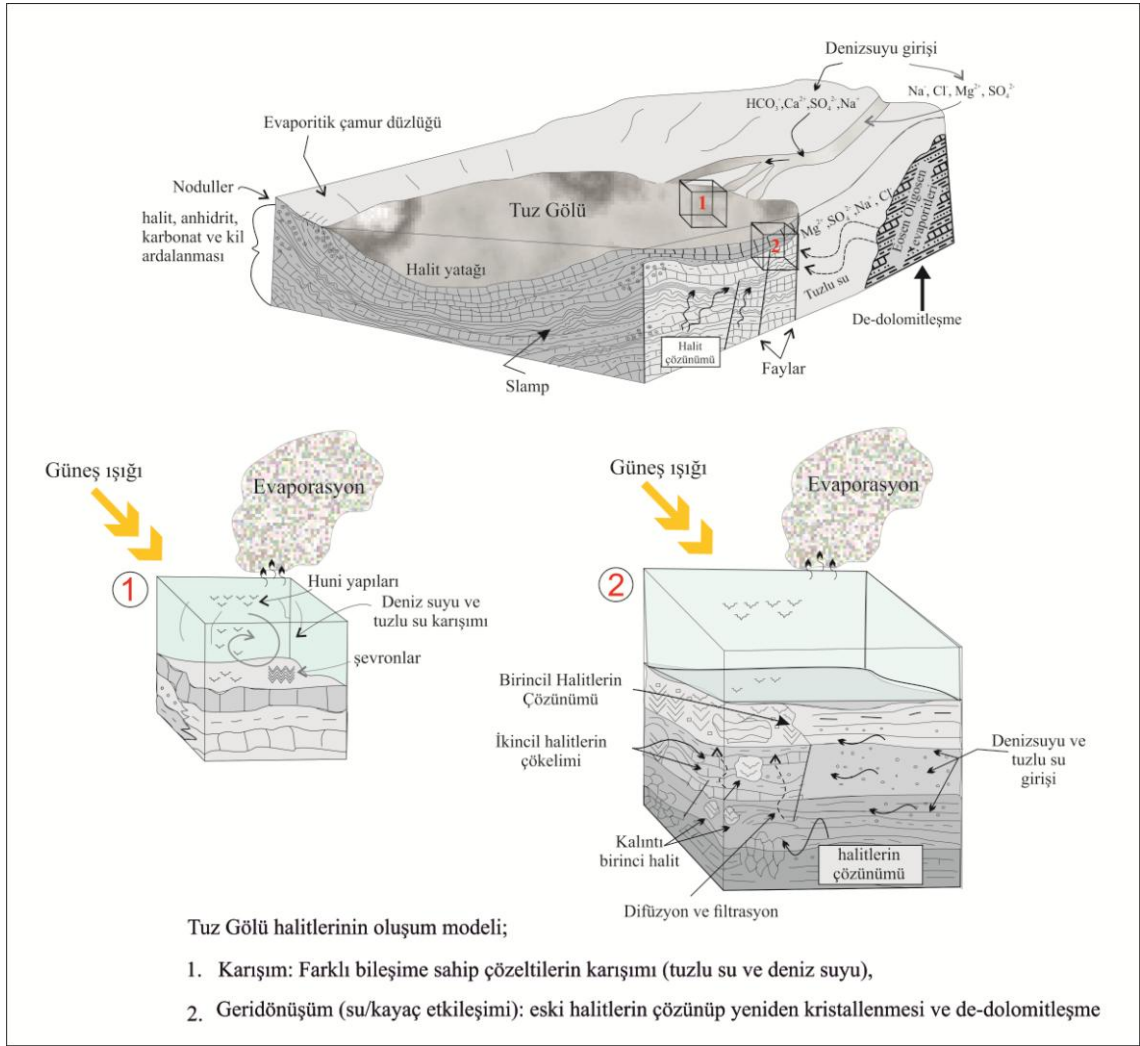
d) Na-Cl: Havza içerisine giren deniz suyu çözeltinin Na^+ ve Cl^- iyonlarınca zenginleşmesine neden olan en önemli etkidir. Na^+ ve Cl^- iyonlarınca zenginleşmeye neden olan bir diğeri önemli etken ise, havza tabanında daha önceden çökelmiş olan halitlerin çözünmesidir. Bunun yanında sedimanter havzalar içinde dolaşım halindeki çözelti havzada yer alan birimler arasında yol aldıkça çözeltinin iyon derişimi artar ve böylelikle çözeltinin Na^+ ve Cl^- iyon konsantrasyonları artar. Böylelikle havzada gerek havzanın tabanında bulunan birimler arasındaki boşluklarda, gerekse yüzeyle deniz suyu ve güncel yüzeyle sularının evaporasyonu ile halit çökelişi meydana gelmiştir (Şekil 8.2; Şekil 8.3).



Şekil 8. 2. Tuz Gölü havzası ve çevresinin jeokimyasal verilere dayalı ölçeksiz modellemesi.

İncelenen halitler Tuz Gölü'nde iki farklı karışma mekanizması ile ilişkilidir. Bunlardan ilki; deniz suyunun farklı bileşimli diğer çözeltiler ile karışımı ile meydana gelmiş yüksek Cl^- içerikli çözelti ve ikincisi ise; daha önceden çökelmiş olan denizel halitlerin farklı bileşimli sularla çözünmesi ile meydana gelmiş yüksek Cl^- içerikli bir diğer çözelti. TG4 sondajının tamamına yakınında ve TG3 sondajına ait örneklerin bir kısmı içerdikleri yüksek Br^- içerikleri ile deniz suyunun varlığını işaret etmektedir (Şekil 8.3). İncelenen örneklerin bir kısmının (özellikle TG6 sondajına ait halitlerin tamamının ve kısmen TG3 ait halitlerin) Br^- konsantrasyonu ise oldukça düşüktür ve bunlar meteorik su ile seyrelmeye işaret eder. Br^- içeriğindeki ciddi farklılıklar, ilerleyen evaporasyon aşamalarında brom elementinin farklı davranışı ile ilişkilendirilebileceği gibi, halitlerin bir veya birden çok kez farklı kökenli veya bileşimli suların etkisi ile çözünmesi ve yeniden kristallenmesiyle de ilişkili olabilir. TG4 sondajına ait halitler TG3 ve TG6 sondajlarına oranla oldukça yüksek Br^- içermesinin, bu sondajın killi seviyeler ve fay zonunca oluşturulmuş geçirimsiz veya geçirimsizliği oldukça sınırlı olan killi zonlar tarafından göl tabanında yer alan çökeller içindeki hidrolik döngüden korunmuş olması ile ilgili olabileceği değerlendirilmiştir.

Sıvı kapanım analizi yapılan halitlerin K^+ , Mg^{2+} ve SO_4^{2-} içerikleri Miyosen deniz suyuna benzer bir özellik sunar. Genelde incelenen tüm örneklerde SO_4^{2-} içeriğinin Miyosen deniz suyunun SO_4^{2-} içeriğinden yüksekliği ise de-dolomitleşme sırasında jipsin çözünmesi sonucu SO_4^{2-} iyonunun zenginleşmesi ile ilişkilidir. Çözelti içindeki Mg^{2+} içeriğinin yüksek olmasının temel sebebi su kayaç etkileşimi ve de-dolomitleşmedir. Çözeltideki Mg^{2+} içeriğinin yüksek olması çalışma alanında belirlenen Mg-sülfatların ve Mg-karbonatların çökelimine neden olmuştur. Yukarıda da bahsedildiği gibi havza çevresinde ve tabanında dolomitik kayaçların yaygın olarak bulunması ve temel kayalarında Mg-zengin ultra mafik kayaçların bulunması çözelti bileşiminin Mg^{2+} iyonunca zenginleşmesine neden olmuştur.

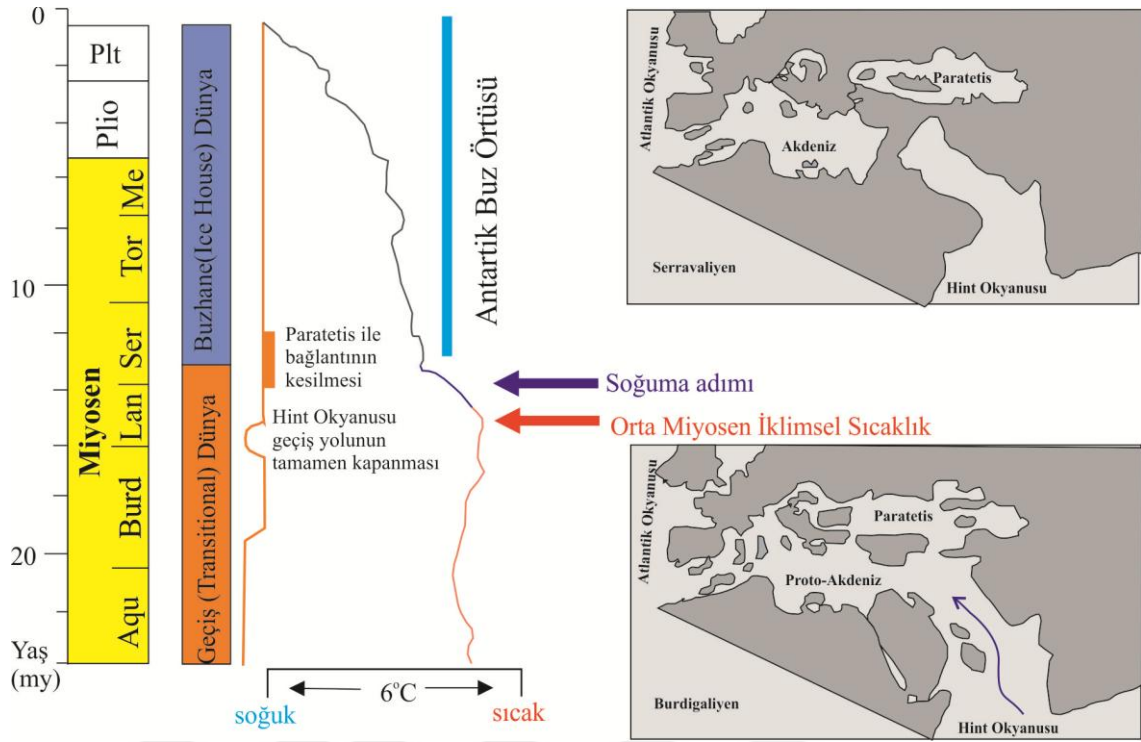


Şekil 8. 3. Tuz Gölü Miyosen halitlerinin oluşum mekanizmasını gösterir model.

Havzanın jeolojik geçmişi incelendiğinde ise havzayı sınırlayan faylardan bağımsız olarak Paleojen'de Tuz Gölü havzasında yaklaşık 2 km'lik bir temel çöküntüsünün meydana gelmiş olduğu belirtilmiştir (Fernandez-Blanco ve ark., 2013). Araştırmacılar bu çökme döneminin devamında bir yükselme ve erozyon döneminin meydana geldiğini daha sonrasında Tortoniyen döneminde yeni bir çökmenin meydana geldiğini belirlemişlerdir. Bu jeolojik olaylar sonucunda ise havzada 3.5 km den fazla kalınlığı olan ve Pliosen'e kadar devam eden ikinci bir çökme evresinin varlığı tespit edilmiştir. Elde edilen bulgular, evaporit minerallerinin aşamalı çökeldiği ve zaman zaman havzanın farklı bileşimli çözeltiler etkisinde kalarak çökme ve çözünmeyen çökme süreçlerine maruz kaldığı görüşü minerallerin, mineralojik, dokusal özellikleri ve kimyasal bileşimleri yönünden ortaya konulmuştur. Havzada bu dönemde etkili olan faylar ve yukarıda bahsedilen çökme, havzaya denizel su girişini sağlayabileceği gibi, derin dolaşimli yeraltı/meteorik sular da havzanın beslenmesine

katkıda bulunmuştur. Sonuç olarak eski Tuz Gölü'nün bugünkü konumu ile özellikle Miyosen döneminde tamamen kapalı bir iç göl özelliği taşımadığı, denizel girdilerin olduğu tektonizma kontrollü bir lagün özelliği taşıdığı belirlenmiştir. Bu özellikler havzadaki iklimsel koşulların da etkisi ile kalınlığı 1000 m'den fazla olan tuz ve sülfat çökellerinin çökeline neden olmuştur.

İncelenen Miyosen halitlerinin çökelişi gerçekleşirken hakim olan iklimsel şartlar incelendiğinde; bu dönemin (Orta Miyosen) uzun vadeli küresel iklimsel soğumadan sonra aşırı iklimsel ısınmanın gerçekleştiği, dünyanın jeolojik tarihi için önemli bir kritik geçiş dönemidir (Zachos ve ark., 2001) (Şekil 8.4). Orta Miyosen'deki bu iklim ısınması, son 24 milyon yılın en sıcak dönemidir ve 17.00-14.75 My'ları arasında en yüksek sıcaklık seviyelerine ulaşmıştır (Zachos ve ark., 2001). MMCO etkisi geniş bir alana yayılmış ve orta enlem bölgelerinde 6° C'lik bir sıcaklık artışına neden olmuştur (Flower ve Kennett, 1994; Hansen ve ark., 2013). Bu dönemde Tuz Gölü havzasının hemen güneyinde yer alan Mut havzasında bu dönemle ilişkili denizel karbonatların çökeldiği ve havza suyu sıcaklığının, günümüzdeki deniz suyundan önemli ölçüde daha yüksek olduğu belirlenmiştir, bu sıcaklık değeri ise MMCO Dönemi (17 - 15 Ma) ile örtüşmektedir (Zachos ve ark., 2001). Tuz Gölü havzasının güneyinde yer alan Adana havzasında ise bu döneme ait çökeller; sığ deniz karbonatlarından derin deniz şeyllere kadar değişen çökeller içerir (Derman ve Gürbüz, 2007). MMCO Dönemi'nde, Akdeniz, tüm Senozoyik zamanın en yüksek deniz seviyesine ulaşmıştır ve bu esnada Adana ve Mut havzaları denizel ortam özelliği taşır. Muhtemelen Tuz Gölü havzasında Orta Miyosen'de meydana gelen ikinci bölgesel çöküşle ve bununla birlikte deniz seviyesindeki yükseliş, deniz suyunun Tuz Gölü havzasına kadar ilerlemesine olanak sağlamıştır (Şekil 8.2). Bu bulgular düşük $\delta^{37}\text{Cl}$ (-0.06 ve 0.82 ‰), düşük $\delta^{81}\text{Br}$ (-0.80 ve 1.28 ‰), yüksek $\delta^{11}\text{B}$ (-6.40 ve 11.60 ‰) ve yüksek $\delta^7\text{Li}$ (26.00 ve 30.60 ‰) izotopik verileriyle desteklenmiş olup deniz suyunun Tuz Gölü havzasına girdiğini açıkça göstermektedir.



Şekil 8. 4. Miyosen paleotopografya haritası ve iklimsel sıcaklık değişimi (Hilgen ve ark., 2003; Abels ve ark., 2005; Hüsing ve ark., 2010).

Miyosen dönemi sonrasında ise, sondaj karotlarında genellikle kırmızı renkli çeşitli tane boylarında (çakıltaş-çamurtaş) kırıntılı sediman çökelinin egemen olduğu ve bu çökeller arasında yer yer birkaç cm kalınlıkta (1-10 cm) jips bantlarının ve karbonat çökellerinin bulunduğu gözlenmiştir. Bu gözlemler sığ olan havza içinde kimyasal çökelinin sınırlı olduğunu ayrıca yüzey ve yeraltı suyu besleniminin de az olduğu dönemlerde kalsit ve jips çökelinin geliştiği, kırıntılı malzeme girişinin fazla olduğuna işaret eder. Tuz Gölü Havzası'nda yapılan gözlemler ve literatür incelemeleri, Tuz Gölü Havzası'nın geçmişte günümüze göre çok daha geniş bir alan kapladığı ve derinliğinin de çok daha fazla olduğu belirlenmiş ve belirtilmiştir (Gürbüz ve Kazancı, 2014). Tuz Gölü'nün Pleyistosen'de kapladığı alanın $\sim 7500 \text{ km}^2$, derinliğinin 5-20 ile sığ veya 20-100 m olup orta derinlikli bir göl olduğu (Kazancı, 2012), Tuz Gölü'nün eşleniği konumundaki Kapalı Konya Havzası'nın ise Geç Pleyistosen döneminde yaklaşık 4500 km^2 'lik bir alan kapladığı ve maksimum derinliğinin 25-30 m'yi bulduğu ileri sürülmüştür (Karabıyıkoglu ve ark., 1999). Kashima (2003) ise Tuz Gölü'nün Geç Pleyistosen'de günümüzden 15 m daha yüksek seviyelere ulaştığını belirtmiştir. Havzanın tektonik kontrollü bir havza olması nedeniyle derinliği ve kapladığı alan jeolojik dönemlerde değişikliğe uğramıştır. Bu değişimler havzadaki çökellerin bileşim ve türünün farklılaşmasına neden olmuştur. Ayrıca jeolojik dönemlerde değişen iklim

koşulları, havzayı besleyen drenaj sistemlerinin farklılaşması, tektonizmaya bağlı olarak aktif kırık hatlar farklı bileşime sahip çözeltilerin havza içine gelimi, konsantre olması mevcut çökelen malzemenin mineralojik/kimyasal özelliğini değiştirmiştir. Sondaj karotlarında gözlenen sedimenter yapılar (slump, oturma) ve tektonik yapılar (mikro faylar, diyapir, dayk, breşler), sondajlarda aynı litolojilerin farklı metrelerde çökmesi havzanın bu dönemde de yükselme ve alçalma gibi tektonik olaylardan etkilendiğinin göstergesidir.

Evaporit mineral topluluk ve kökenleri değerlendirildiğinde halit, jips ve anhidritin bütün evaporasyon ortamlarında çökelen ortak mineraller olduğu bilinmektedir. Çalışma alanında yaygın olarak bulunan Na-Ca sülfat minerali olan globeritin ise yüksek sıcaklıklarda jips veya halitle birlikte buharlaşan Na_2SO_4 'ce zengin tuzlu sudan geri reaksiyon ile oluşabileceği gibi jips ve anhidritin ortamda Na^+ içeriğinin artması ile ilişkili olarak dönüşümü sonucu da oluşabilir. İncelenen numunelerde birincil (çökelim) olarak oluşan globeritler yanında dönüşüm sonucu oluşan ikincil globeritlerde belirlenmiştir. Dönüşümle oluşan ikincil globeritlerin, özellikle evaporasyonun ilk aşamalarında nispeten tatlı suyun evaporasyonu ile çökelen CaSO_4 minerallerinin, ortamda bulunan Na^+ içeriğinin artması ve çökelinin olduğu havza suyunun tuz bileşiminin ilişkili olarak alkalın özelliğinin artması sonucu globerit mineraline dönüşümün gerçekleştiği yapılan analiz ve değerlendirmeler sonucu ortaya konulmuştur (Kosarev ve ark., 2009). Ayrıca sınırlı olarak gözlenen tenarditin (Na-SO_4) erken ile orta dereceli gömülme sırasında birincil mirabilitin suyunu kaybetmesiyle oluşmuştur (Çizelge 8. 1). İnceleme alanında evaporit minerallerinin sondajlarda 220-500 m'den sonra gözlenmesi ve Na-SO_4 minerallerinin ise 500-600 m aralığında belirlenmesi mirabilitin ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) birincil olarak oluşmakla birlikte suyunu kaybederek tenardite dönüştüğünü gösterir. Warren (2006), mirabilitin $0\text{ }^\circ\text{C}$ 'nin altındaki dondurucu deniz suyundan itibaren çökelebileceğini ve sıcaklığın $0\text{ }^\circ\text{C}$ 'nin üzerine çıkmasıyla çözünür hale gelen sodyum sülfatın tenarditi çökeltebileceği belirtmiştir.

Çizelge 8. 1. Dünya ve Türkiye’de çeşitli ortamlarda çökelen evaporit mineral topluluk ve kökenlerinin ortak değerlendirilmesi.

Belirlenen Mineral Birlikleri	Köken	Dünya ve Türkiye Örnekleri
Halit – NaCl Anhidrit – CaSO ₄ Jips – CaSO ₄ .2H ₂ O	Bütün evaporatif ortamlarda bulunur	
Globerit - Na ₂ SO ₄ .CaSO ₄ Ögesterit - Na ₄ SO ₄ .CaSO ₃ .3H ₂ O	Erken kristalleşmiş jips veya halitle birlikte buharlaşan Na ₂ SO ₄ -tuzlu suyunun geri reaksiyonu.	Ebro ve Calatayud havzaları, (İspanya, Zaragoza jips, tenardit, globerit Alt Miyosen. Örneğin; El Castillar Mine (Alt Tuzlu Birimi) Ordóñez ve Del (1994), Salvany ve ark. (2007), Hatipoğlu (2010). Tien Shan bölgesi, Kırgızistan, Geç Tersiyer? Rakım 1500-2200 - Globerit ile halit (tenardit globeritin üstünde yerleştiği için). 2000 m’den daha kalın Miyosen sedimanlarında birkaç yüz metre kalınlıktaki tuz bölümü içinde 5 m kalınlığa ulaşan mercikleri içerir. Kochkorka, Kegen Dzhamgol, Frunze ve Naryn bölgelerinde (≈4.000 m) çeşitli dağ-arası alt havzalarında gözlenmiştir.
Blödit (astrakhanite) Na ₂ SO ₄ .MgSO ₄ .4H ₂ O	Daha önce çökelen epsomit ve konsantre tuzlu su arasındaki geri reaksiyon.	
Löveyit 6Na ₂ SO ₄ .7MgSO ₄ .15H ₂ O	Kiseritten itibaren ikincil oluşum.	Kara Boğaz Göl, Türkmenistan (18.000 km ²) Kuvaterner, Rakım: 29m. Yer altı sularının yıkamasıyla (mirabilit belirteci) globerit/ astrakanit. Tuz Gölü taban tabakaları çarpışma sonrası oluşan kıta ön havzası niteliğindeki körfezin kuzey kenarı boyunca yaygındır (Kurilenko ve ark., 1988; Kosarev ve ark., 2009).
Tenardit Na ₂ SO ₄	Geçici tuz kabuğu şeklinde oluşabilir. Daha kalın tabakalı kristalin tenardit, erken ile orta dereceli gömülme sırasında birincil mirabilitin suyunu kaybetmesiyle oluşan, ikincil bir fazdır.	Çayırhan trona madeni (Kirmir veya Beypazarı çökelleri), Türkiye Üst Miyosen. Tenardit, globerit (muhtemelen mirabilitten dönüşmüş). Kirmir Formasyonu (250 m), jips ve kıltaşları ile aratabakalı olup trona ve üst seviyelerinde linyit çökelleri bulunan Hırka formasyonunun üzerinde bulunur (Gündoğan ve Helvacı, 2001; Ortu ve ark., 2002).
Mirabilit Na ₂ SO ₄ .10H ₂ O	Birincil olarak tuz göllerinde jips, halit, epsomit, globerit, glaserit ve blödit kış çökeli olarak çökeler. Çoğunlukla tenarditle yer değiştirir.	Çankırı-Çorum Havzası Pliyosen evaporit çökelleri. Globeritli halit içerir. Playa göl-sabkha geçiş zonunda alttan üste doğru kıltaşı-az anhidrit zonu, halit-kıltaşı, anhidrit-globerit ve kıltaşı-jips-az anhidrit zonu şeklinde üç zon bulunur (Sönmez, 2014).

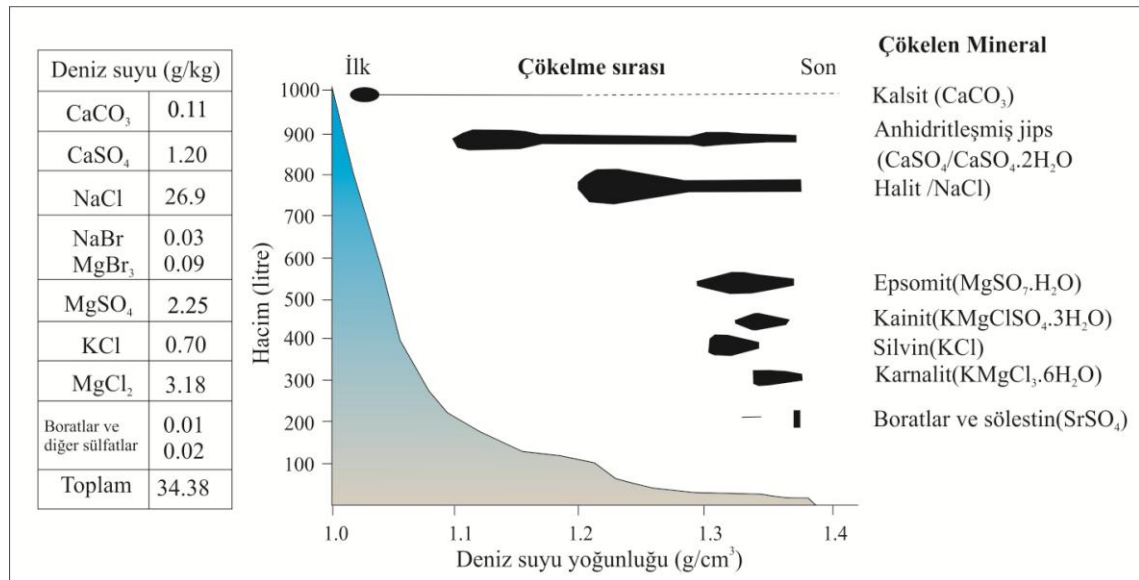
Sonuç olarak, Tuz Gölü güneyinden elde edilen jeolojik, mineralojik, jeokimyasal veriler havzanın oldukça karmaşık bir jeolojik geçmişi olduğunu ortaya koymaktadır. Tuz Gölü Havzası'nda özellikle evaporit çökellerin ve diğer litolojiler üzerinde yapılan yapısal, dokusal ve bileşimsel incelemeler yanında kimyasal ana-iz element, izotop ve sıvı kapanım analizleri ile havzanın oluşum mekanizması büyük ölçüde modellenmiş, jeolojik evrimi yorumlanmıştır (Şekil 8.1-5). Bu modeller, havzanın yaklaşık olarak Eosen-Güncel denizel veya karasal ortamı temsil eden çökellerin, belirli bir bileşime sahip denizel, yeraltı/meteorik su ile beslenmesi ve iyon geri kazanım süreçleriyle zenginleşmesi ve yeniden çökmesi ile meydana geldiğini ortaya koymaktadır. Elde edilen verilere göre, dikkate alınması gereken önemli bir nokta, havzanın Eosen'den itibaren Akdeniz'den ayrılmış olmasına karşın, bazı dönemlerde havzanın çökmesi ve deniz seviyesinin yükselmesi sonucu havzaya deniz suyu girişi belirlenmiştir. Zira deniz seviyesinin yüksek olduğu, buzulların eridiği dönemlerde ve/veya tektonik setlerin aşılması ve benzeri süreçlerde, Tuz Gölü Havzası'nın zaman zaman Akdeniz'e bağlanmış ve dönem dönem deniz suyuyla beslenen bir lagün özelliği kazanmıştır.

8.3. Tuz Gölü Havzası Evaporit Çökelim Mekanizması

Göl sularının kimyası; su havza litolojisi, iklim, göle giren farklı kökenli sular ve göl havzasında suyun kalma süresi ile ilişkili olarak oldukça önemli farklılıklar gösterir. Göl suyunun su havzası jeolojisi ve atmosferik girişimlere bağlı olarak hesaplanmış Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- ve CO_3^{2-} iyonları göl suyunun ana kimyasalları olarak verilmiştir (Verrecchia, 2007). İnceleme alanında belirlenen mineral türleri ve element içerikleri dikkate alındığında, incelenen Miyosen gölünün gerek oligo (% 0.5-5.0) ve gerekse de mezohalin (% 5.0-18.0) göl özelliğinin çok üzerinde iyon konsantrasyonuna sahip olduğunu belirlenmiştir. Ayrıca Tuz Gölü Havzası'nda belirlenmiş olan minerallerin çökmesi için havzanın yalın bir göl ortamından ziyade daha karmaşık bir göl ortamı sergilediği belirlenmiştir. Havzanın deniz suyu ortalama değerleri olan 35 mg/l' ye ulaşması için de denize yakın ve hidrojeolojik olarak denizle etkileşim halinde (deniz suyu girişimi, beslenmesi) veya su havzası karbonat ve evaporitik kayalardan beslenmiş olması gerekmektedir. Bölge jeolojisi dikkate alındığında, bu çalışmada havzanın denizsuyu ile beslenmiş olabileceği ve havzanın çevre ve temel kayalarında karbonat (Toros Karbonat Platformu) ve evaporitik

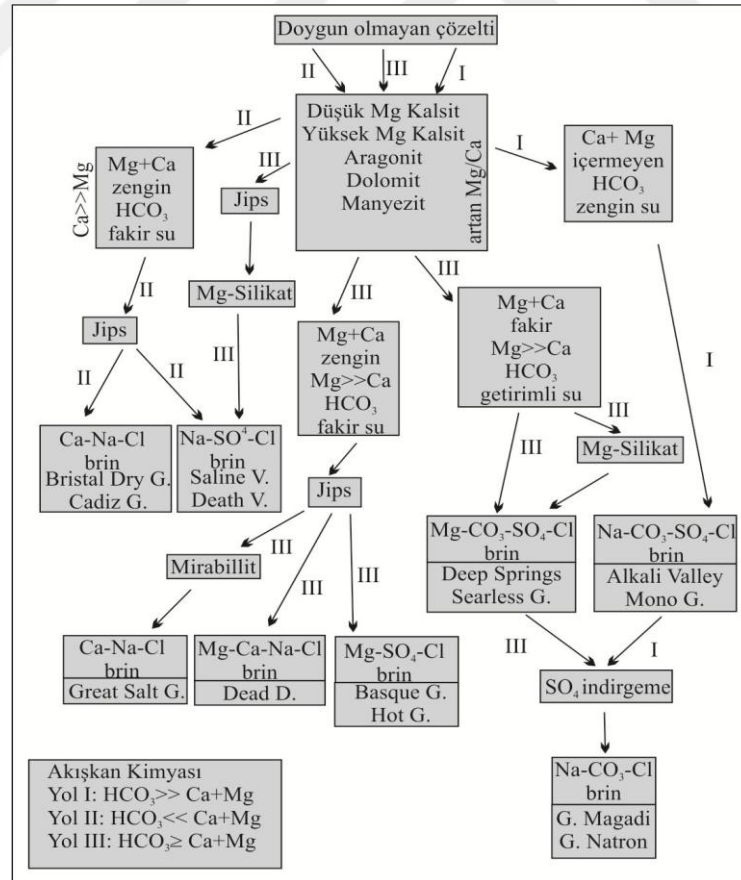
kayaçlardan jips/anhidritin bulunduğu (Eosen) ve bu kayaçlardan çözümlerin su havzasını besleyebileceği, iyon tür ve konsantrasyonunun zenginleşmesinde önemli rol oynayabileceği açıklanmış ve jeokimyasal ve izotopik verilerle de desteklenerek açıklanmıştır.

Bilindiği gibi evaporit minerallerinin aşamalı çökelişi buharlaşan çözeltinin ilk kimyasal bileşimi ile yakından ilişkilidir. Okyanus suyu 25 °C ve 1 atm basınçta buharlaştıkça, evaporasyonun ilk aşamasında en fazla kalsit minerali çökeler ve daha sonra jips, halit, magnezyum ve potasyum sülfatlar (ör; epsomit, kainit) ve klorürler (ör; silvit, karnalit) ve son olarak boratlar ve sülfatlar takip eder (Harvie ve ark., 1984) (Şekil 8.5). Ekonomik açıdan önemli diğer elementler (ör; Li, Br, I), genellikle ayrı ayrı mineral fazları oluşturmazlar, ancak deniz suyu yoğunluğu 1.37 g/cm³ ulaştığında mineral oluşturabilirler (Nash ve ark., 2007) (Şekil 8.5). İncelenen örneklerde karbonatlar, jips, anhidrit, halit ve globerit yaygın olarak belirlenmiştir. Diğer Mg-sülfatlara da sıklıkla fakat az miktarda tespit edilmiştir. Evaporasyonun ileri aşamalarında çökelen minerallerin tespit edilmemesi (KCl, MgCl₂ vb.) havzanın sürekli beslendiğini ve yeni su girişi ile çözeltinin seyreltiğini işaret etmektedir. Çözeltinin seyrelmesi ve tekrar konsantre olması sonucu yaygın olarak karbonat-jips/anhidrit-globerit-halit minerallerinin ardalanmalı olarak çökeldiği belirlenmiştir.



Şekil 8. 5. Deniz suyu için buharlaşma dizisi, çökelen mineraller sağda belirtilmiştir ve çökelen fazların ağırlığı sol sütunda belirtilmiştir. 1000 L deniz suyu buharlaşarak kuruyana kadar her bir mineralin çökeldiği tuzlu su yoğunluğu (g/cm³) verilmiştir. Tipik deniz suyunun tuzluluğu 35 ‰ olarak verilmiştir Nash ve ark. (2007)'den alınmıştır.

Denizel olmayan evaporit çökellerinde oluşan mineraller genellikle denizel evaporitlerde oluşan mineral türleri ile benzerlik gösterir. Denizel olmayan ortamlarda havzayı besleyen yüzey sularının bileşimleri oldukça değişkenlik gösterir bunun sebebi ise atmosferik CO₂'nin çözünmesiyle bikarbonat oluşumu ve çevre kayalarla etkileşime girmiş suların deniz suyuna kıyasla daha karmaşık bileşimde suları oluşturmasıdır. Bu farklılıklar çökelen mineral çeşitliliğinin de oldukça farklı ve zengin olmasına neden olur. İnceleme alanında belirlenen mineral türleri Eugster ve Hardie (1978) tarafından verilen tuzlu su evrimi (değişim) aşamaları dikkate alındığında çoğunlukla II- ve kısmen de Yol-III takip eden bir çökelim aşaması gösterir. Yol-II'de genellikle halit, jips ve/veya epsomit ve potasyum tuzları oluşurken, Yol-III'de karbonat ve daha önce oluşmuş evaporitlerin yaygın olduğu alanda oluşan çökeller gözlenir, bu çökeller Mg:Ca oranına bağlı olarak yüksek-Mg kalsit, dolomit veya manyezit ve en son aşamada sodyum sülfatların (mirabilit) çökelimidir (Nash ve ark., 2007). İnceleme alanında belirlenen mineral türleri ve kimyasal analiz sonuçları dikkate alındığında tuzlu suyun kimyasının Ca²⁺-Mg²⁺-CO₃, Ca²⁺-Na⁺-Mg²⁺-SO₄²⁻-Cl⁻ ve Na⁺-SO₄²⁻-Cl⁻ tipinde olduğu söylenebilir (Şekil 8.8).



Şekil 8. 6. Hidrolojik sınıflandırma, konsantre tuzlu sular (brin) ve farklı tuzlu su türleri Eugster ve Hardie (1978)'den alınmıştır. G: göl, D: deniz, V: vadi.

Söz konusu evaporit minerallerinin çökelimini sağlayan çözeltilerin özellikleri, türleri, kökenleri ve mineralojik-morfolojik özellikleri önceki bölümlerde açıklanmıştır. Buna göre, inceleme alanında çökelen evaporitlerin çökmesinde rol oynayan suyun deniz suyu, denizel olmayan su veya karışık (hibrid) su olabileceği önerilmiştir (Çizelge 8.2). Çalışma kapsamında tespit edilen mineraller ve elde edilen kimyasal sonuçlar Miyosen yaşlı evaporatif çökellerinin tamamen karasal bir ortamda çökmediğini göstermiştir. Karasal kökenli göl sularından evaporasyon esnasında Na₂CO₃ mineralleri olan trona, nakolit, natron, termonatrit gibi mineraller çöklerken (Warren, 2006), incelenen örneklerde ve hatta Tuz Gölü havzasında (Altay, 2010) bu mineraller tespit edilmemiştir (Çizelge 8. 3).

Deniz suyu, denizel olmayan su veya karışık (hibrid) suların itibaren Na-K-Mg-SO₄-Cl bileşimli tuzlu suyun evaporasyonu ile toprak alkali karbonatlar (dolomit, manyezit), halit, jips, anhidrit, mirabilit, tenardit, globerit, epsomit, löveyit ve blödit gibi minerallerin çökeldiği tespit edilmiştir. Na-K-Mg-Ca-Cl bileşimli suların denizel olmayan suların (hidrotermal ve havza tuzlu suyu veya Neojen'den farklı iyonik oranlı deniz suyu) evaporasyonu ile çökelen silvit, karnallit, bişovit, takihidrit ve antarktisit gibi KCl ± CaCl₂ mineralleri yine çalışma alanında belirlenmemiştir. Sonuç olarak belirlenen kritik (belirteç) mineral türleri ve toplulukları, Tuz Gölü Havzası çökellerinin deniz suyu ve denizel olmayan suyun karışım ürünü olduğu fikrini desteklemektedir.

Çizelge 8. 2. Evaporit minerallerinin tuzlu su bileşimi ile ilişkili kökenleri ve çökelim ortamları (Warren, 2006).

Belirteç Tuzlu Suyun Kökeni	Deniz suyu, denizel olmayan su veya karışık (hibrid) su	Denizel olmayan sular (çoğunlukla meteorik)	Denizel olmayan sular (hidrotermal ve havza tuzlu suyu veya Neojen'den farklı iyonik bileşimli deniz suyu)
Mineral topluluğu	Toprak alkali karbonatlar, jips, anhidrit, mirabilit, tenardit, globerit, polihalit, epsomit, blödit, kainit, halit, karnallit, silvit, bişofit.	Toprak alkali karbonatlar, mirabilit, tenardit, trona, nakolit, natron, termonatrit, şortit, halit. Karbonat ve sülfatlar egemen durumda.	Alkali toprak karbonatlar, jips, anhidrit, silvit, karnallit, bişofit, takihidrit, antarktisit.
Tuzlu su bileşimi	Na-K-Mg-SO ₄ -Cl	Na-K-CO ₃ -Cl-SO ₄	Na-K-Mg-Ca-Cl
Kritik (Anahtar) mineraller	MgSO ₄ ve Na ₂ SO ₄ mineralleri	Na ₂ CO ₃ mineralleri	KCl ± CaCl ₂ mineralleri, Na ₂ SO ₄ ve MgSO ₄ mineralleri çökelmemişse.

Halit mineralinin ana anyonu olan Cl⁻ ve yapısında tali olarak bulunan Br⁻ iyonları silikat, karbonat, sülfat, sülfür veya oksit minerallerinin diyajenetik süreçlerinden bağımsızdır ve sedimanter ve diyajenetik sistemlerde tipik olarak korunan elementlerdir. İnceleme alanında çökelen evaporit minerallerinden en yaygın olan halit mineralinin çökelişi için klorür iyon konsantrasyonunu sağlayacak tamamen karasal çözeltinin etkili olması söz konusu değildir, zira doğal olarak böyle bir göl ortamında milyonlarca ton halit çökelişi için suyun denizel değerlere ulaşması zayıf bir ihtimaldir. Daneshvar ve Worden (2018) tarafından Cl⁻ iyonunun zenginleşme kaynakları dikkate alındığında en etkin kaynak olarak deniz suyu girişi (deniz suyu-meteorik su karışımı) uygun bulunmuştur. Sonuç olarak Nash ve ark. (2007) tarafından önerilen evaporit çözeltilerinin kökeni dikkate alındığında, incelenen evaporitlerin büyük ölçüde denizel çözelti girişi ve havzada gerçekleşen önemli düzeyde sübidansa bağlı transgresyon sonucu havzayı deniz basması sonucu dolan deniz suyunun hapsedilmesi (birkaç km çökme, Fernandez-Blanco ve ark. (2013)) ile ilişkili bir ortamda çökelmiş olduğu düşünülmektedir. Bu ortam kısmen deniz kenarı, göl kenarı havzası arasında (Çizelge 8. 3'de verilen C tipi, büyük ölçüde denizel çözelti içeren karasal ortam) bir ortam karakterine sahiptir.

Çizelge 8. 3. Evaporitlerin çözelti kökeni ve jeolojik ortama göre sınıflaması (Nash ve ark., 2007).

Evaporit Sınıflaması	Özellikler ve Alt türler
<p>A Tamamen Denizel</p>	<p>Denizel ortam ve çözeltiler. Kurumuş okyanusal havza. Bilinen güncel bir örnek yok; Akdeniz Messiniyen evaporitleri. Ayrıntılı jeokimyasal araştırmalarla en azından az miktarda bir karasal çözelti katkısı genellikle gösterilmesine karşın büyük olasılıkla eski örnekler vardır (ör. aşağıdaki B1).</p>
<p>B Karasal çözelti etkili denizel ortam</p>	<p>B1. Daha derin denizel havzalar, ör. Neojen evaporitleri, İspanya (Playà ve ark., 2000). B2. Kıyı sabhkası, ör. Holosen Arap Körfezi.</p>
<p>C Büyük ölçüde denizel çözelti içeren karasal ortam</p>	<p>C1. Deniz suyu girişimi; ya transgresyon ile (ör. orijinal Ölü Deniz; Klein-Ben (David-Novak ve ark., 2004) ya da sızıntı ile (ör. Asal Gölü, Cibuti, Stieljes (1973)). C2. Denizel aerosol gelimi (örneğin, batı ve güney Avustralya playaları; Namibya playaları; muhtemelen Batı Sahra playaları (Mali).</p>
<p>D Tamamen karasal. Karasal ortamlar ve çözeltiler</p>	<p>D1. Tek çevrimli ayrışma kökeni (örn. Bazı genç volkanik alanlar; Magadi Gölü, Kenya; Eugster (1970)) . D2. Özellikle daha eski denizel veya karasal evaporitlerin çözülmesini içeren çok evreli bozunma/çözünme (ör. Güncel Qaidam Havzası, Çin ve Chott el Djerid, Tunus) (Nash ve ark., 2007), her ikisi de daha yaşlı karasal evaporit havzaları üzerinde oluşmuştur.</p>

9. SONUÇLAR

Doktora tezinin amacı doğrultusunda yapılan incelemelerle, aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir:

1- Sondaj karotlarının makroskobik-mikroskobik incelenmesi ile çeşitli tektonik ve sedimanter yapılar (nodüller, slamp, bağırsak, kıvrım-kırık, vb) tespit edilerek havzada çökelim sırasında ve sonrasında maruz kalınan etkenler tespit edilmiştir.

2- Halit mineralinde birincil ve ikincil dokular tespit edilmiştir:

- a) Birincil yapılar olarak belirlenen huni ve şevron yapıları halit çökeliminin oldukça sığ ortamda çökeldiğini, bulutsu halitler ise; göl derinliğinin zaman zaman bir metreden fazla olduğunu belirtmiştir.
- b) Şeffaf, mozaik dokulu ve lifsi halitler ikincil halitler olup havzadaki çözünme, yeniden kristallenme ve diyajenez etkisini ortaya koymuştur.

3- Evaporit minerallerinde belirlenen çeşitli yapısal ve dokusal özellikler Miyosen döneminde havzada su seviyesinin değişken olduğunu açıklar.

4- Karbonatlar (dolomit, manyezit), jips, anhidrit, tenardit, globerit, epsomit, blödit, halit, karnallit gibi minerallerin varlığı ile havzada çökeltim neden olan çözeltinin bileşiminin çoğunlukla:

- a) Özellikle Na-Cl
 - b) Ca-Na-(Mg)-SO₄
- olduğu belirlenmiştir.

5- Halitlerin iki mekanizma ile çökdikleri belirlenmiştir:

- a) Birinci mekanizma: Deniz suyunun farklı bileşimli çözeltiler ile karışımı sonucu oluşan hibrit çözeltiden çökelen halitler,
- b) İkinci mekanizma: Önceden çökelmiş denizel halitlerin farklı bileşimli yüksek Cl⁻ içerikli sularla çözünmesi ve yeniden kristallenmesi ile çökelen halitler.

6- Dolomit, manyezit gibi karbonat minerallerinin oluşumunda ana mekanizmanın dedolomitleşme olduğu açıklanmıştır.

7- Birincil sıvı kapanımların K⁺, Mg²⁺ ve SO₄²⁻ iyon içeriklerinin konsantre Miyosen deniz suyundaki iyonik oranlara oldukça yakın olduğu ve denizel kökeni işaret ettiği tespit edilmiştir.

8- *Fragilaria* türü diatom inceleme alanında ilk kez belirlenmiştir. Bu türün varlığıyla havzaya tatlısuyu girişinin etkili olduğu tespit edilmiştir.

9- Orta Miyosen'e özgü olan *Dimitiyata Saccula* türü de ilk kez tanımlanmıştır. Bu tür ise, denizel kökeni işaret eden önemli verilerden biri olup, havzaya deniz suyu girişimini kanıtlamıştır.

10- $\delta^{37}\text{Cl}$ ve $\delta^{81}\text{Br}$ izotop içerikleri:

- a) Sıfıra yakın değerler denizel kökeni,
- b) Ara değerler, evaporasyon etkisini ve farklı köken ve bileşime sahip çözeltilerin karışımını (denizsu, meteorik su, yeraltısu vb.),
- c) Yüksek değerler su-kayaç etkileşimini işaret etmektedir.

11- $\delta^7\text{Li}$ ve $\delta^{11}\text{B}$ izotop içerikleri:

- a) Düşük ve ara değerler farklı bileşim ve kökene sahip çözeltilerin karışımını (denizsu, meteorik su, yeraltısu vb.),
- b) Yüksek değerler ise denizel kökeni işaret etmektedir.

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Hatice Ünal Ercan
Uyruğu : Türkiye Cumhuriyeti
Doğum Yeri ve Tarihi : Konya - 01/01/1980
Telefon : (544) 675 84 67
E-Posta : haticeunalercan@gmail.com
 : hunalercan@ktun.edu.tr

EĞİTİM

Derece	Adı	İlçe	İl	Bitirme Yılı
Lise	: Mehmet Akif Ersoy Lisesi	Selçuklu	Konya	2000
Üniversite	: Selçuk Üniversitesi	Selçuklu	Konya	2008
Yüksek Lisans	: İstanbul Teknik Üniversitesi	Sarıyer	İstanbul	2013
Doktora	: Konya Teknik Üniversitesi	Selçuklu	Konya	2019

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
2009-2019	İstanbul Teknik Üniversitesi	Araştırma Görevlisi
2019-(devam etmekte)	Konya Teknik Üniversitesi	Öğretim Görevlisi

UZMANLIK ALANI: Mineraloji-Petrografi

YABANCI DİLLER: İngilizce

YAYINLAR

Makaleler:

Ercan, H.U., Karakaya, M.Ç., Bozdağ, A.A., Karakaya, N., Delikan, A. 2019, Origin and evolution of halite based on stable isotopes ($\delta^{37}\text{Cl}$, $\delta^{81}\text{Br}$, $\delta^{11}\text{B}$ and $\delta^7\text{Li}$) and trace elements in Tuz Gölü Basin, Turkey, Applied Geochemistry, <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.04.008>, 105, 17-30.

Karakaya, M.Ç., Bozdağ, A.A., **Ercan, H.U.**, Karakaya, N., Delikan, A. 2019, Origin of Miocene halite from Tuz Golu basin in Central Anatolia, Turkey:Evidences from the pure halite and fluid inclusion geochemistry, Journal of Geochemical Exploration, <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.03.004>, 202, 1-12.

Ercan, H.Ü., Ece, Ö.I., Karacık, Z., Schroeder, P.A. 2016, Differentiating styles of alteration within kaolin-alunite hydrothermal deposits, Çanakkale, Turkey, Clays and Clay Minerals, 64-3, 189-218.

Özdamar, S., Ece, I., Sunal, G., Boylu, F., **Ercan H.U.** 2014, Difrention of Element Mobility from Volcanic Rocks to Bentonite (Ordu-Uzunhisar) NE,Turkey, Clay minerals, 49, 609-633

Bozkutoglu, E., Ozdamar, S., **Ercan, U.H.** 2013, Prediction the Weathering Development in Metarhyolites of Ilgin (Konya) Area, SW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences , 23, 264-276

Uzun Özet:

Ercan H., Karakaya M.Ç., Bozdağ A., Karakaya N. 2019, The evidences of some stable isotope compositions of the Miocene halites related on the origin of the salts (Tuz Gölü, Turkey), IESCA, 7-12 Ekim, Türkiye.

Karakaya M.Ç., Bozdağ A., Karakaya N. **Ercan H.** 2019, Origin Assessment of the Miocene and Recent evaporite deposits in Tuz Gölü Basin, IESCA, 7-12 Ekim, Türkiye.

Delikan A., Karakaya M.Ç., Karakaya N., **Ercan H.**, Bozdağ A. 2018, Lithofacies and Geochemical Properties of Neogen Deposits at South of Tuzgölü-Turkey, ICOEST, 19-23 Eylül, Ukrana.

Karakaya M.Ç., Bozdağ A., **Ercan H.**, Karakaya N., Delikan A. 2018, Mineralogical and Stable Isotope Properties of Carbonate Minerals in Tuz Golu Basın (Turkey): Paleoenvironment Assessment” ISEMG2018, 7-11 Mayıs, Türkiye.

Karakaya M.Ç., Karakaya N., **Ercan H.**, Bozdağ A., Delikan A. 2018, Mineralogical Characteristics of Neogene Sulphate Mnerals in The Southern of Tuzgolu Basın, Turkey, ISEMG2018, 7-11 Mayıs, Türkiye.

Ercan H., Karakaya M.Ç., Karakaya N., Delikan A., Bozdağ A. 2017, Mineralogical and Chemical Properties of Halite in The South of Tuzgölü Basin ,Turkey, Geobalcanica,19-22 Mayıs, Makedonya.

Karakaya N., Karakaya M.Ç, **Ercan H.**, Bozdağ A., Delikan A. 2017, Mineralogical Properties of Evaporite Deposits in Around Tuzgölü Basin, Turkey, Geobalcanica,19-22 Mayıs, Makedonya.

Karakaya M.Ç., **Ercan H.**, Bozdağ A., Karakaya N., Delikan A. 2017, Features of Macro and Micro Structures Determined in Halite and Glauberite Deposits, In Tuzgölü Basin (Turkey). Geobalcanica, 19-22 Mayıs, Makedonya.

Delikan A., Karakaya M.Ç, Karakaya N., **Ercan H.**, Bozdağ A. 2017, Structural Properties of The Neogene Evaporite Deposits in The South of Tuzgölü Basin, Turkey. Geobalcanica,19-22 Mayıs, Makedonya.

Ercan, U.H., Ece, Ö.I., Karacik, Z., 2013, Genesis and Mineralogical, Geochemical Characterization of Sarıbeyli-Sığırlı And Bodurlu Kaolin Deposits, Çanakkale, Turkey. 13th. SGEM, Türkiye.

Ercan, U.H., Ece, Ö.I., Karacik, Z., 2012, Sarıbeyli-Sığırlı ve Bodurlu Kaolin Ocaklarının Mineralojik, Jeokimyasal ve İzotopik İncelenmesi ve Kökense İrdelenmesi (Çanakkale), 15. Kil Konferansı, Türkiye.

Özet:

Ercan H., Karakaya M.Ç., Karakaya N., Bozdağ A., Delikan A, 2018, Tuzgölü Havzasının Güneyindeki Neojen Yaşlı Halit Çökellerinin Jeokimyasal Özellikleri, 8. Jeokimya Sempozyumu, 2-6 Mayıs, Türkiye.

Karakaya N., Karakaya M.Ç., **Ercan H.**, Karakaya N., Bozdağ A., Delikan A. 2018, Origin of the Miocene halites from the Konya closed basin (Turkey) indicated by fluid inclusion analysis, First International Congress on Geosciences (ICG1), 20-24 Mart, El Jadida – Morocco.

Karakaya M.Ç., **Ercan H.**, Karakaya N., Bozdağ A., Delikan A, 2018, Evaluation of the Origin with $\delta^{37}\text{Cl}$ and $\delta^{81}\text{Br}$ Isotopic and Chemical Properties of the Miocene Halite in Tuz Gölü Basin, Turkey, First International Congress on Geosciences (ICG1), 20-24 Mart, El Jadida – Morocco.

Karakaya M.Ç., Karakaya N., **Ercan H.**, Bozdağ A., Delikan A. 2017, Tuzgölü Havzasında Evaporit Çökelleri İçerisindeki Killerin Mineralojisi ve Jeokimyası, 17. Ulusal Kil Sempozyumu, 04-07 Ekim, Türkiye.

Karakaya M.Ç., Bozdağ A., **Ercan H.**, Delikan A., Nalbantçılar M.T. 2017, Sulphur, Oxygen and Strontium Isotope Composition of the Ca-Sulphate Minerals in the Tuzgölü Basin, Turkey, Goldschmidt, 13-18 Ağustos, Fransa.

Karakaya M.Ç., Karakaya N., Delikan A., Bozdağ A., **Ercan H.**, 2016, Mineralogic and Diagenetic Properties of Neogene Evaporite Deposites in The South of Tuzgölü Basin, Turkey. INONSETE2016, 14-17 Ekim, İspanya.

Ercan, U.H., Ece, Ö.I. 2012, Genesis, Stable Isotope and Mineral Characterization of Sarıbeyli-Sığırlı and Bodurlar Kaolin Deposits, Çanakkale, Turkey. International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, IESCA2012, 1-5 Kasım, İzmir.

REFERANSLAR

- Abels, H., Hilgen, F., Krijgsman, W., Kruk, R., Raffi, I., Turco, E. and Zachariasse, W., 2005, Long-period orbital control on middle Miocene global cooling: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Blue Clay Formation on Malta, *Paleoceanography*, 20 (4).
- Agostini, S., 2010, Subduction-Related and Intraplate-Type Volcanism in Central Anatolia: An Overview.
- Akay, E. ve Uysal, Ş., 1988, Orta Toroslar'ın post Eosen tektoniği, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 108 (108).
- Alpaslan, M., Boztağ, D., Frei, R., Temel, A. and Kurt, M. A., 2006, Geochemical and Pb–Sr–Nd isotopic composition of the ultrapotassic volcanic rocks from the extension-related Çamardı-Ulukışla basin, Niğde Province, Central Anatolia, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27 (5), 613-627.
- Altay, T., 2010, Bor-Ulukışla arasındaki neojen yaşlı sedimanter birimlerin mineralojik-jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi ve endüstriyel hammadde potansiyelinin araştırılması, *Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*.
- Altunel, E. ve Barka, A., 1998, Eskişehir fay zonunun İnönü-Sultandere arasında neotektonik aktivitesi, *Geological Bulletin of Turkey*, 41 (2), 41-52.
- Aref, M., Attia, O. and Ammar, F., 1999, Recent continental evaporite sediments in El Bahariya Oasis, Western desert, Egypt. Egypt, *J Geol*, 43 (2), 55-79.
- Arıkan, Y., 1975, Tuz Gölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları, *MTA Bull*, 85, 17-38.
- Aston, F. W., 1919, The constitution of the elements, *Nature*, 104 (2616), 393.
- Atabey, E. ve Ayhan, A., 1986, Niğde-Ulukışla-Çamardı-Çiftahan Yöresinin Jeolojisi, *MTA Raporu, Rapor (957)*.
- Aydemir, A. and Ateş, A., 2006, Structural interpretation of the Tuzgolu and Haymana Basins, Central Anatolia, Turkey, using seismic, gravity and aeromagnetic data, *Earth, planets and space*, 58 (8), 951-961.
- Babel, M. and Schreiber, B., 2014, 9.17-Geochemistry of evaporites and evolution of seawater, *Treatise on geochemistry*, 483-560.
- Bayarı, C. S., Ozyurt, N. N. and Kilani, S., 2009, Radiocarbon age distribution of groundwater in the Konya Closed Basin, central Anatolia, Turkey, *Hydrogeology Journal*, 17 (2), 347-365.
- Berglund, M. and Wieser, M. E., 2011, Isotopic compositions of the elements 2009 (IUPAC Technical Report), *Pure and applied chemistry*, 83 (2), 397-410.
- Blamey, N. J. ve Brand, U., 2019, Atmospheric gas in modern and ancient halite fluid inclusions: a screening protocol, *Gondwana Research*, 69, 163-176.
- Bloch, M., 1953, On the Cl⁻/Br⁻ ratio and the distribution of Br ions in liquids and solids during evaporation of bromide-containing chloride solutions, *Bull. Res. Council Isr.*
- Blumenthal, M. M., 1956, Yüksek Bolcardağın kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi:(Güney Anadolu Torosları), Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü.
- Boschetti, T., Toscani, L., Shouakar-Stash, O., Iacumin, P., Venturelli, G., Mucchino, C. ve Frape, S. K., 2011, Salt waters of the Northern Apennine Foredeep Basin (Italy): origin and evolution, *Aquatic Geochemistry*, 17 (1), 71-108.
- Bozdağ, A., 2016, Assessment of the hydrogeochemical characteristics of groundwater in two aquifer systems in Çumra Plain, Central Anatolia, *Environmental earth sciences*, 75 (8), 674.

- Böhlke, J., De Laeter, J., De Bièvre, P., Hidaka, H., Peiser, H., Rosman, K. and Taylor, P., 2005, Isotopic compositions of the elements, 2001, *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 34 (1), 57-67.
- Braitsch, O. and Herrmann, A. G., 1963, Zur Geochemie des Broms in salinaren Sedimenten: Teil I: Experimentelle Bestimmung der Br-Verteilung in verschiedenen natürlichen Salzsystemen, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27 (4), 361-391.
- Brennan, S. T., Lowenstein, T. K. and Cendón, D. I., 2013, The major-ion composition of Cenozoic seawater: The past 36 million years from fluid inclusions in marine halite, *American Journal of Science*, 313 (8), 713-775.
- Broecker, W. and Peng, T., 1982, The anthropogenic invasion: the movement of water through the oceanic thermocline, *Tracers in the sea. Lamont-Doherty Geological Observatory, New York*, 383-444.
- Burton, K. and Vigier, N., 2012, Lithium isotopes as tracers in marine and terrestrial environments, In: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Eds: Springer, p. 41-59.
- Carpenter, A. B., 1978, Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins, *SPE Annual Fall Technical Conference and Exhibition*.
- Clark, M. ve Robertson, A., 2002, The role of the Early Tertiary Ulukisla Basin, southern Turkey, in suturing of the Mesozoic Tethys ocean, *Journal of the Geological Society*, 159 (6), 673-690.
- Cody, R. and Cody, A., 1988, Gypsum nucleation and crystal morphology in analog saline terrestrial environments, *Journal of Sedimentary Research*, 58 (2), 247-255.
- Cosgrove, J. W., 2001, Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: A factor in the dewatering of low-permeability sediments, *AAPG bulletin*, 85 (4), 737-748.
- Coşkun, B., 2004, Aksaray and Ecemis Faults-Diapiric Salt Relationships: Relevance to the Hydrocarbon Exploration in the Tuz Golu (Salt Lake) Basin, Central Anatolia, Turkey, *Energy Sources*, 26 (11), 1005-1022.
- Çamur, M. Z. and Mutlu, H., 1996, Major-ion geochemistry and mineralogy of the Salt Lake (Tuz Gölü) basin, Turkey, *Chemical Geology*, 127 (4), 313-329.
- Çemen, İ., Göncüoğlu, M. C. and Dirik, K., 1999, Structural evolution of the Tuzgölü basin in Central Anatolia, Turkey, *The Journal of Geology*, 107 (6), 693-706.
- Daneshvar, E. vand Worden, R., 2018, Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction.
- David-Novak, H.B., Morin, E. and Enzel, Y., 2004, Modern extreme storms and the rainfall thresholds for initiating debris flows on the hyperarid western escarpment of the Dead Sea, Israel, *Geological Society of America Bulletin*, 116 (5-6), 718-728.
- Delgado-Baquerizo, M., Maestre, F. T., Reich, P. B., Jeffries, T. C., Gaitan, J. J., Encinar, D., Berdugo, M., Campbell, C. D. and Singh, B. K., 2016, Microbial diversity drives multifunctionality in terrestrial ecosystems, *Nature communications*, 7, 10541.
- Dellaloğlu, A. and Aksu, R., 1986, Ereğli (Konya)-Ulukışla-Çiftahan-Çamardı (Niğde) Dolayının Jeolojisi ve Petrol Olanakları, *TPAO Rapor, Ankara*, 2205, 11-15.
- Demircioğlu, R. and Eren, Y., 2017, Structural Features of the Niğde Massif in the Çamardı (Niğde) District, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* (154), 15-26.
- Dempster, A., 1921, Positive ray analysis of lithium and magnesium, *Physical Review*, 18 (6), 415.

- Derman, A. S. and Gürbüz, K., 2007, Nature, provenance and relationships of Early Miocene palaeovalley fills, northern Adana Basin, Turkey: their significance for sediment-bypassing on a carbonate shelf, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16 (2), 181-209.
- Dirik, K. and Erol, O., 2003, Tectonomorphologic evolution of Tuzgölü and surrounding area, central Anatolia-Turkey, *Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication*, 5, 27-46.
- Dyni, J. R., Hite, R. J. and Raup, O., 1970, Lacustrine deposits of bromine-bearing halite, Green River Formation, northwestern Colorado, *Third symposium on salt. Northern Ohio Geological Society, Cleveland*, 166-180.
- Eastoe, C., Long, A., Land, L. S. and Kyle, J. R., 2001, Stable chlorine isotopes in halite and brine from the Gulf Coast Basin: brine genesis and evolution, *Chemical Geology*, 176 (1-4), 343-360.
- Edmunds, W. M. and Shand, P., 2008, Natural groundwater quality.
- Eekmandb, P., 1966, The Pliocene and quaternary volcanism in the Hasan Dağ-Melendiz Dağ region, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 66 (66).
- Eggenkamp, H., Kreulen, R. and Van Groos, A. K., 1995, Chlorine stable isotope fractionation in evaporites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (24), 5169-5175.
- Eggenkamp, H. and Coleman, M., 2000, Rediscovery of classical methods and their application to the measurement of stable bromine isotopes in natural samples, *Chemical Geology*, 167 (3-4), 393-402.
- Eggenkamp, H., 2014, The geochemistry of stable chlorine and bromine isotopes, Springer, p.
- Eggenkamp, H., Griffioen, J., Louvat, P. and Agrinier, P., 2018, Bromine stable isotope fractionation in evaporites, *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 2536.
- Eggenkamp, H. ve Louvat, P., 2018, A simple distillation method to extract bromine from natural water and salt samples for isotope analysis by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry, *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 32 (8), 612-618.
- Ercan, H. Ü., Karakaya, M. Ç., Bozdağ, A., Karakaya, N. and Delikan, A., 2019, Origin and evolution of halite based on stable isotopes ($\delta^{37}\text{Cl}$, $\delta^{81}\text{Br}$, $\delta^{11}\text{B}$ and $\delta^7\text{Li}$) and trace elements in Tuz Gölü Basin, Turkey, *Applied Geochemistry*, 105, 17-30.
- Ercan, T., Yıldırım, T. ve Akbaşlı, A., 1987, Gelveri (Nigde)—Kizilcin (Nevsehir) arasındaki volkanizmanın özellikleri, *Jeomorfoloji Dergisi*, 15, 27-36.
- Eugster, H. P., 1970, Chemistry and origin of the brines of Lake Magadi, Kenya, *Mineral. Soc. Amer., Spec. Pap.:(United States)*, 3.
- Eugster, H. P. and Hardie, L. A., 1978, Saline lakes, In: Lakes, Eds: Springer, p. 237-293.
- Fernandez-Blanco, D., Bertotti, G. and Çiner, A., 2013, Cenozoic tectonics of the Tuz Gölü Basin (Central Anatolia Plateau, Turkey), *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22 (5), 715-738.
- Flower, B. P. and Kennett, J. P., 1994, The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling, *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 108 (3-4), 537-555.
- Fontes, J. C. vand Matray, J., 1993, Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France: 1. Brines associated with Triassic salts, *Chemical Geology*, 109 (1-4), 149-175.

- Galamay, A. R., Meng, F. and Bukowski, K., 2014, Sulphur isotopes in anhydrites from Badenian (Middle Miocene) salts of Hrynivka area (Ukrainian Carpathian Foredeep), *Geological Quarterly*, 58 (3), 439-448, doi: 410.7306/gq. 1159.
- Gelman, F. and Halicz, L., 2010, High precision determination of bromine isotope ratio by GC-MC-ICPMS, *International Journal of Mass Spectrometry*, 289 (2-3), 167-169.
- Genç, Y. and Yürür, M. T., 2010, Coeval extension and compression in Late Mesozoic–Recent thin-skinned extensional tectonics in Central Anatolia, Turkey, *Journal of Structural Geology*, 32 (5), 623-640.
- Godon, A., Jendzejewski, N., Eggenkamp, H. G., Banks, D. A., Ader, M., Coleman, M. L. and Pineau, F., 2004, A cross-calibration of chlorine isotopic measurements and suitability of seawater as the international reference material, *Chemical Geology*, 207 (1-2), 1-12.
- Göncüoğlu, M., 1977, Geologie des Westlichen Nigde-Massivs, *Ph. D. Thesis, Bonn Univ.*
- Göncüoğlu, M. C., 1986, Orta Anadolu Masifinin Güney Ucundan Jeokronolojik Yaş Bulguları.
- Görür, N. ve Derman, A., 1978, Tuzgolu-Haymana Havzasinin Stratigrafik ve Tektonik Analizi, *TPAO Report* (1514).
- Görür, N., Oktay, F., Seymen, I. and Şengör, A., 1984, Palaeotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: sedimentary record of a Neo-Tethyan closure, *Geological Society, London, Special Publications*, 17 (1), 467-482.
- Görür, N. and Tüysüz, O., 2001, Cretaceous to Miocene palaeogeographic evolution of Turkey: implications for hydrocarbon potential, *Journal of Petroleum Geology*, 24 (2), 119-146.
- Grandia, F., Cardellach, E., Canals, À. and Banks, D. A., 2003, Geochemistry of the fluids related to epigenetic carbonate-hosted Zn-Pb deposits in the Maestrat Basin, Eastern Spain: fluid inclusion and isotope (Cl, C, O, S, Sr) evidence, *Economic Geology*, 98 (5), 933-954.
- Gustavson, T. C., Hovorka, S. D. and Dutton, A. R., 1994, Origin of satin spar veins in evaporite basins, *Journal of Sedimentary Research*, 64 (1a), 88-94.
- Gündoğan, İ. and Helvacı, C., 1996, Geology, hydrochemistry, mineralogy and economic potential of the Bolluk Lake (Cihanbeyli-Konya) and the adjacent area, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5 (2), 91-104.
- Gündoğan, İ. and Helvacı, C., 2001, Sedimentological and petrographical aspects of upper miocene evaporites in the Beypazari and Çankiri-Çorum Basins, Central Anatolia, Turkey, *International Geology Review*, 43 (9), 818-829.
- Gündoğdu, M., 1982, Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi, *PhD thesis*, 386.
- Gürbüz, A. and Kazancı, N., 2014, Facies Characteristics and Control Mechanisms of Quaternary Deposits in The Tuz Gölü Basin, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 149 (149), 1-18.
- Gürel, A., 2008, Sedimentological and mineralogical investigation of the Late Miocene successions of Aktoprak Basin (central Turkey): implications for sediment source and paleoclimates, *Clays and Clay Minerals*, 56 (6), 660-676.
- Hajos, M., 1973, Faciological and stratigraphic importance of the Miocene diatoms in Hungary, *Nova Hedwig Beih*, 45, 365-376.
- Hanlon, C., Stotler, R., Frape, S. and Gwynne, R., 2017, Comparison of $\delta^{81}\text{Br}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ composition of volatiles, salt precipitates, and associated water in terrestrial

- evaporative saline lake systems, *Isotopes in environmental and health studies*, 53 (5), 446-465.
- Hansen, J., Sato, M., Russell, G. and Kharecha, P., 2013, Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide, *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 371 (2011), 20120294.
- Hardie, L. A., 1967, The gypsum—anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure, *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 52 (1-2), 171-200.
- Hardie, L. A., Lowenstein, T. K. and Spencer, R. J., 1985, The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites, *Sixth international symposium on salt*, 11-39.
- Harvie, C. E., Møller, N. and Weare, J. H., 1984, The prediction of mineral solubilities in natural waters: The Na-K-Mg-Ca-H-Cl-SO₄-OH-HCO₃-CO₃-CO₂-H₂O system to high ionic strengths at 25 C, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 (4), 723-751.
- Hathorne, E. C. and James, R. H., 2006, Temporal record of lithium in seawater: A tracer for silicate weathering?, *Earth and Planetary Science Letters*, 246 (3-4), 393-406.
- Hatipoğlu, Z.N.T., (2010), Emet (Kütahya) borat havzası volkanosedimenter çökellerin mineralojisi ve jeokimyası, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi.
- Hilgen, F., Aziz, H. A., Krijgsman, W., Raffi, I. and Turco, E., 2003, Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle–Upper Miocene, northern Italy), *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 199 (3-4), 229-264.
- Hitzfeld, K. L., Gehre, M. and Richnow, H. H., 2011, A novel online approach to the determination of isotopic ratios for organically bound chlorine, bromine and sulphur, *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 25 (20), 3114-3122.
- Hoefs, J., 2015, Theoretical and experimental principles, In: *Stable isotope geochemistry*, Eds: Springer, p. 1-46.
- Holland, H. D., 1984, *The chemical evolution of the atmosphere and oceans*, Princeton University Press, p.
- Holliday, D., 1970, The petrology of secondary gypsum rocks; a review, *Journal of Sedimentary Research*, 40 (2), 734-744.
- Holmstrand, H., Unger, M., Carrizo, D., Andersson, P. and Gustafsson, Ö., 2010, Compound-specific bromine isotope analysis of brominated diphenyl ethers using GC-multiple collector-ICPMS.
- Holser, W., 1979, Trace elements and isotopes in evaporites, In: *Marine Minerals*, Eds: Mineralogical Society of America Short Course Notes Washington, DC, p. 295-346.
- Horst, A., Thornton, B. F., Holmstrand, H., Andersson, P., Crill, P. M. and Gustafsson, Ö., 2013, Stable bromine isotopic composition of atmospheric CH₃Br, *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 65 (1), 21040.
- Horst, A., Holmstrand, H., Andersson, P., Thornton, B. F., Wishkerman, A., Keppler, F. and Gustafsson, Ö., 2014, Stable bromine isotopic composition of methyl bromide released from plant matter, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 125, 186-195.

- Huh, Y., Chan, L. H. and Chadwick, O. A., 2004, Behavior of lithium and its isotopes during weathering of Hawaiian basalt, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5 (9).
- Hüsing, S., Cascella, A., Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Kuiper, K., Turco, E. and Wilson, D., 2010, Astrochronology of the Mediterranean Langhian between 15.29 and 14.17 Ma, *Earth and Planetary Science Letters*, 290 (3-4), 254-269.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Di Brozolo, F. R. and Villari, L., 1975, The Neogene calcalkaline volcanism of Central Anatolia: geochronological data on Kayseri—Nigde area, *Geological Magazine*, 112 (4), 349-360.
- Inoue, K. and Saito, M., 1997, Climatic changes in the Konya basin, Turkey, estimated from physicochemical, mineralogical, and geochemical characteristics of its lacustrine sediments, *Nichibunken Japan Review*, 147-165.
- Jaffey, N. and Robertson, A., 2005, Non-marine sedimentation associated with Oligocene-Recent exhumation and uplift of the Central Taurus Mountains, S Turkey, *Sedimentary Geology*, 173 (1-4), 53-89.
- Kadınkız, G., Pekgöz, M., Karakaş, M. and Murat, A., 2017, Sodium sulfate (Glauberite-Bloedite)-Halite association in the tertiary (upper miocene-pliocene) Katrandedetepe formation, ereğli-bor basin, Turkey, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* (154), 135-156.
- Karabıyıköğlü, M., Kuzucuoğlu, C., Fontugne, M., Kaiser, B. and Mouralis, D., 1999, Facies and depositional sequences of the Late Pleistocene Göçü shoreline system, Konya basin, Central Anatolia: implications for reconstructing lake-level changes, *Quaternary Science Reviews*, 18 (4-5), 593-609.
- Karakaya, N., Karakaya, M. Ç., Temel, A., Küpeli, Ş. and Tunoğlu, C., 2004, Mineralogical and chemical characterization of sepiolite occurrences at Karapınar (Konya Basin, Turkey), *Clays and Clay Minerals*, 52 (4), 495-509.
- Karakaya, M.Ç., 2010, Bor-Ulukışla Arasındaki Neojen Yaşlı Sedimanter Birimlerim Mineralojik-Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi ve Endüstriyel Hammadde Potansiyelinin Araştırılması. TÜBİTAK 108Y240, 87s.
- Karakaya N., Karakaya, M.Ç. ve Yavuz, F., 2012, Kulu (Konya) ve Haymana (Ankara) bölgesindeki zeolit oluşumlarının mineralojik, jeokimyasal ve teknolojik özelliklerinin araştırılması. TÜBİTAK 109Y301, 200s.
- Karakaya M.Ç., 2018, Tuzgölü Güneyinde Yeralan Neojen Yaşlı Evaporit Çökellerindeki Tuz ve Soda Oluşumlarının Jeokimyasal Evrimi ve Jenetik Modeli. TÜBİTAK, 114Y629, 253s.
- Karakaya, M. Ç., Bozdağ, A., Ercan, H. Ü., Karakaya, N. and Delikan, A., 2019, Origin of Miocene halite from Tuz Gölü basin in Central Anatolia, Turkey: Evidences from the pure halite and fluid inclusion geochemistry, *Journal of Geochemical Exploration*, 202, 1-12.
- Kashima, K., 2003, The quantitative reconstruction of salinity changes using diatom assemblages in inland saline lakes in the central part of Turkey during the Late Quaternary, *Quaternary International*, 105 (1), 13-19.
- Kaufmann, R., Long, A., Bentley, H. and Davis, S., 1984, Natural chlorine isotope variations, *Nature*, 309 (5966), 338.
- Kazancı, N., 2012, Göller ve gölsel süreçler, *İç: Kuvaterner Bilimi, Ed: Kazancı, N. ve Gürbüz, A., Ankara Üniversitesi Yayınları* (350), 389-410.
- Ketin, İ. ve Akarsu, I., 1965, Ulukışla Tersiyer Havzasının Jeolojik Etüdü Hakkında Rapor, *TPAO Rapor*, 339, 12-20.
- Kharaka, Y. K. and Hanor, J., 2003, Deep fluids in the continents: I. Sedimentary basins, *Treatise on geochemistry*, 5, 605.

- Kılıç, O. ve Kılıç, A., 2010, Salt crust mineralogy and geochemical evolution of the Salt Lake (Tuz Gölü), Turkey, *Scientific Research and Essays*, 5 (11), 1317-1324.
- Koçyiğit, A., 2003, Orta Anadolu'nun genel neotektonik özellikleri ve depremselliği, *TPJD (Türkiye Petrol Jeologları Derneği) Bülteni Özel Sayı*, 5, 1-26.
- Kosarev, A. N., Kostianoy, A. G. and Zonn, I. S., 2009, Kara-Bogaz-Gol Bay: physical and chemical evolution, *Aquatic Geochemistry*, 15 (1-2), 223-236.
- Kowalski, P. M. ve Jahn, S., 2011, Prediction of equilibrium Li isotope fractionation between minerals and aqueous solutions at high P and T: an efficient ab initio approach, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75 (20), 6112-6123.
- Kurilenko, V., Ruday, I. and Shvarts, A., 1988, The origin and commercial exploitation of subsurface brines in the northern half of Kara-Bogaz-Gol, *International Geology Review*, 30 (11), 1238-1245.
- Kürçer, A. ve Gökten, Y. E., 2014, Paleosismolojik Üç Boyutlu Sanal Fotoğraflama Yöntemi, Örnek Çalışma: Duru-2011 Hendeği, Tuz Gölü Fay Zonu, Orta Anadolu, Türkiye, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 57 (1), 45-72.
- Land, L., Macpherson, G. and Mack, L., 1988, The geochemistry of saline formation waters, Miocene, offshore Louisiana.
- Lange-Bertalot, H. and Ulrich, S., 2014, Contributions to the taxonomy of needle-shaped *Fragilaria* and *Ulnaria* species, *Lauterbornia*, 78, 1-73.
- Leduc, E. M. S., 2010, Hydrated Sodium-Magnesium Sulfate Minerals Associated with Inland Saline Systems.
- Leri, A. C., Mayer, L. M., Thornton, K. R. and Ravel, B., 2014, Bromination of marine particulate organic matter through oxidative mechanisms, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 142, 53-63.
- Li, C. L., Witkowski, A., Ashworth, M. P., Dabek, P., Sato, S., Zgłobicka, I., Witak, M., Khim, J. S. and Kwon, C.-J., 2018, The morphology and molecular phylogenetics of some marine diatom taxa within the *Fragilariaceae*, including twenty undescribed species and their relationship to *Nanofrustulum*, *Opephora* and *Pseudostaurosira*, *Phytotaxa*, 355 (1), 1-104.
- Lowenstein, T. K., Spencer, R. J., Wenbo, Y., Casas, E., Pengxi, Z., Baozhen, Z., Haibo, F. and Krouse, H. R., 1994, Major-element and stable-isotope geochemistry of fluid inclusions in halite, Qaidam Basin, western China: Implications for late, *Paleoclimate and basin evolution of playa systems*, 289, 19.
- Malcolm, S. and Price, N., 1984, The behaviour of iodine and bromine in estuarine surface sediments, *Marine Chemistry*, 15 (3), 263-271.
- Marschall, H. R. and Foster, G. L., 2018, Boron isotopes in the earth and planetary sciences—a short history and introduction, In: *Boron Isotopes*, Eds: Springer, p. 1-11.
- Martini, A., Walter, L., Budai, J., Ku, T. C., Kaiser, C. and Schoell, M., 1998, Genetic and temporal relations between formation waters and biogenic methane: Upper Devonian Antrim Shale, Michigan Basin, USA, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (10), 1699-1720.
- Matray, J., 1988, Hydrochimie et géochimie isotopique des eaux de réservoir pétrolier du Trias et du Dogger dans le Bassin de Paris, *Tbbse de 36me cycle, Université de Paris-Sud, Orsay*, 118.
- McCaffrey, M., Lazar, B. and Holland, H., 1987, The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br (super-) and K (super+) with halite, *Journal of Sedimentary Research*, 57 (5), 928-937.

- Mees, F., 1998, The alteration of glauberite in lacustrine deposits of the Taoudenni-Agorgott basin, northern Mali, *Sedimentary Geology*, 117 (3-4), 193-205.
- Mees, F., 1999, Textural features of Holocene perennial saline lake deposits of the Taoudenni-Agorgott basin, northern Mali, *Sedimentary Geology*, 127 (1-2), 65-84.
- Millot, R., Vigier, N. and Gaillardet, J., 2010, Behaviour of lithium and its isotopes during weathering in the Mackenzie Basin, Canada, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 (14), 3897-3912.
- Misra, S. and Froelich, P. N., 2012, Lithium isotope history of Cenozoic seawater: changes in silicate weathering and reverse weathering, *Science*, 335 (6070), 818-823.
- Murray, R., 1964, Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite, *Journal of Sedimentary Research*, 34 (3), 512-523.
- Nash, D. J., Ulyott, J. and McLaren, S., 2007, Geochemical sediments and landscapes, *Geochemical Sediments and Landscapes*, 1.
- Nazik, A. ve Gökçen, N., 1989, Ulukışla Tersiyer İstifinin Foratminifer ve Ostrakod Faunasına Göre Stratigrafik Yorumu, *Geological Bulletin of Turkey*, 32, 89-99.
- Oktay, F., 1982, Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi, *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 25 (1).
- Ordóñez, S. and Del, M. D. L. A. G., 1994, Deposition and diagenesis of sodium-calcium sulfate salts in the tertiary saline lakes of the Madrid Basin, Spain.
- Ortı, F., Gündogan, I. and Helvacı, C., 2002, Sodium sulphate deposits of Neogene age: the Kirmir formation, Beypazari basin, Turkey, *Sedimentary Geology*, 146 (3-4), 305-333.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'm bazı temel jeoloji özellikleri, *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 19, 65-78.
- Özgülner, A., Büyüktemiz, M., Atilla, A., Erdem, E., Mutlu, H., Karatosun, H. and Yumuşak, S., 1989, Ereğli (Konya)-Bor (Niğde) havzası kimyasal Tuz yatakları maden jeolojisi raporu, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü rapor* (8829).
- Özsayın, E., Çiner, A., Rojay, B., Dirik, K., Melnick, D., Fernandez-Blanco, D., Bertotti, G., Schildgen, T. F., Garcin, Y. and Strecker, M. R., 2013, Plio-Quaternary extensional tectonics of the Central Anatolian Plateau: a case study from the Tuz Gölü Basin, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22 (5), 691-714.
- Paris, G., Gaillardet, J. and Louvat, P., 2010, Geological evolution of seawater boron isotopic composition recorded in evaporites, *Geology*, 38 (11), 1035-1038.
- Pasquare, G., Poli, S., Vezzoli, L. and Zanchi, A., 1988, Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey, *Tectonophysics*, 146 (1-4), 217-230.
- Petrichenko, O., 1973, Metody doslidzheniya vklyuchen u mineralakh galogenykh porid: Kiev, Naukova Dumka.
- Phillips, F. M. and Bentley, H. W., 1987, Isotopic fractionation during ion filtration: I. Theory, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51 (3), 683-695.
- Pistiner, J. S. and Henderson, G. M., 2003, Lithium-isotope fractionation during continental weathering processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 214 (1-2), 327-339.
- Playà, E., Ortı, F. and Rosell, L., 2000, Marine to non-marine sedimentation in the upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: sedimentological and geochemical evidence, *Sedimentary Geology*, 133 (1-2), 135-166.

- Pomoni-Papaioannou, F., 1994, Palaeoenvironmental reconstruction of a condensed hardground-type depositional sequence at the Cretaceous-Tertiary contact in the Parnassus-Ghiona zone, central Greece, *Sedimentary Geology*, 93 (1-2), 7-24.
- Price, N. and Calvert, S., 1977, The contrasting geochemical behaviours of iodine and bromine in recent sediments from the Namibian shelf, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41 (12), 1769-1775.
- Rittenhouse, G., 1967, Bromine in oil-field waters and its use in determining possibilities of origin of these waters, *AAPG bulletin*, 51 (12), 2430-2440.
- Round, F. E., Crawford, R. M. and Mann, D. G., 1990, Diatoms: biology and morphology of the genera, Cambridge university press, p.
- Salvany, J. M. and Ortí, F., 1994, Miocene glauberite deposits of Alcanadre, Ebro Basin, Spain: Sedimentary and diagenetic processes.
- Salvany, J. M., Garcia-Veigas, J. and Ortí, F., 2007, Glauberite–halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (Lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain), *Sedimentology*, 54 (2), 443-467.
- Schreiber, B. C., Friedman, G. M., Decima, A. and Schreiber, E., 1976, Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin, *Sedimentology*, 23 (6), 729-760.
- Seitz, H.-M., Brey, G. P., Zipfel, J., Ott, U., Weyer, S., Durali, S. and Weinbruch, S., 2007, Lithium isotope composition of ordinary and carbonaceous chondrites, and differentiated planetary bodies: bulk solar system and solar reservoirs, *Earth and Planetary Science Letters*, 260 (3-4), 582-596.
- Shearman, D., 1966, Origin of marine evaporites by diagenesis, *Trans. Inst. Min. Metall*, 75, 208-215.
- Shearman, D., 1970, Recent halite rock, Baja California, Mexico, Institution of Mining & Metallurgy, p.
- Shearman, D., 1985, Syndepositional and late diagenetic alteration of primary gypsum to anhydrite, *Sixth International Symposium on Salt*, 41-50.
- Shouakar-Stash, O., 2008, Evaluation of stable chlorine and bromine isotopes in sedimentary formation fluids.
- Sınacı, M. and Toker, V., 2009, Nannoplankton biostratigraphy of the Selendian-Ipresian Güney Formation (Ulukışla Basin) and sea-water temperature changes in this period [en], *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 139 (139), 17-31.
- Sinha, R. and Raymahashay, B., 2004, Evaporite mineralogy and geochemical evolution of the Sambhar Salt Lake, Rajasthan, India, *Sedimentary Geology*, 166 (1-2), 59-71.
- Sönmez, İ., 2014, Glauberite-Halite Association in Bozkir Formation (Pliocene, Çankiri-Çorum Basin, Central Anatolia, Turkey), *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 149 (149), 153-175.
- Spencer, R. and Lowenstein, T., 1990, Evaporites, *Diagenesis. Geoscience Canada Reprint Series*, 4, 141-162.
- Stieljes, L., 1973, Evolution tectonique récente du rift d'Asal, *Review Geographie Physical Geologie Dynamique*, 15, 425-436.
- Stotler, R. L., Frapé, S. K. and Shouakar-Stash, O., 2010, An isotopic survey of $\delta^{81}\text{Br}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ of dissolved halides in the Canadian and Fennoscandian Shields, *Chemical Geology*, 274 (1-2), 38-55.
- Sylva, S. P., Ball, L., Nelson, R. K. and Reddy, C. M., 2007, Compound-specific $^{81}\text{Br}/^{79}\text{Br}$ analysis by capillary gas chromatography/multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry, *Rapid Communications in Mass*

- Spectrometry: An International Journal Devoted to the Rapid Dissemination of Up-to-the-Minute Research in Mass Spectrometry*, 21 (20), 3301-3305.
- Şengör, A.M.C., 1985, Strike slip deformation basin formation and sedimentation, strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape, Turkey as a case study, *Strike-slip Faulting and Basin Formation*, 227-264.
- Tan, O., Tapırdamaz, M. C., Ergintav, S., İnan, S., İravul, Y., Saatçılar, R., Tüzel, B., Tarancıoğlu, A., Karakisa, S. and Kartal, R. F., 2010, Bala (Ankara) earthquakes: Implications for shallow crustal deformation in central Anatolian section of the Anatolian platelet (Turkey), *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19 (4), 449-471.
- Taylor, T. I. and Urey, H. C., 1938, Fractionation of the lithium and potassium isotopes by chemical exchange with zeolites, *The Journal of Chemical Physics*, 6 (8), 429-438.
- Tekin, E., Ayyıldız, T., Gündoğan, İ. and Orti, F., 2007, Modern halolites (halite oolites) in the Tuz Gölü, Turkey, *Sedimentary Geology*, 195 (3-4), 101-112.
- Temel, A. and Gündoğdu, M. N., 1996, Zeolite occurrences and the erionite-mesothelioma relationship in Cappadocia, central Anatolia, Turkey, *Mineralium Deposita*, 31 (6), 539-547.
- Testa, G. and Lugli, S., 2000, Gypsum–anhydrite transformations in Messinian evaporites of central Tuscany (Italy), *Sedimentary Geology*, 130 (3-4), 249-268.
- Timofeeff, M., Lowenstein, T., Brennan, S., Demicco, R., Zimmermann, H., Horita, J. and Von Borstel, L., 2001, Evaluating seawater chemistry from fluid inclusions in halite: Examples from modern marine and nonmarine environments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 (14), 2293-2300.
- Tomascak, P. B., Magna, T. and Dohmen, R., 2016, Advances in lithium isotope geochemistry, Springer, p.
- Uygun, A. ve Şen, E., 1978, Tuz Gölü Havzası ve Doğal Kaynakları I: Tuz Gölü Suyunun Jeokimyası, *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 21, 113-120.
- Van Doesburg, J. D., Vergouwen, L. and van der Plas, L., 1982, Konyaite, Na₂Mg(SO₄) 2· 5H₂O, a new mineral from the great Konya Basin, Turkey, *American mineralogist*, 67 (9-10), 1035-1038.
- Vengosh, A., Starinsky, A., Kolodny, Y., Chivas, A. R. and Raab, M., 1992, Boron isotope variations during fractional evaporation of sea water: New constraints on the marine vs. nonmarine debate, *Geology*, 20 (9), 799-802.
- Verrecchia, E. P., 2007, Lacustrine and palustrine geochemical sediments, In: *Geochemical Sediments and Landscapes*, Eds: Wiley Online Library, p. 298-329.
- Warren, J. K., 2006, *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*, Springer Science & Business Media, p.
- Warren, J. K., 2010, Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits, *Earth-Science Reviews*, 98 (3-4), 217-268.
- Whitney, D. L. and Hamilton, M. A., 2004, Timing of high-grade metamorphism in central Turkey and the assembly of Anatolia, *Journal of the Geological Society*, 161 (5), 823-828.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American mineralogist*, 95 (1), 185-187.
- Wimpenny, J., Gíslason, S. R., James, R. H., Gannoun, A., Von Strandmann, P. A. P. and Burton, K. W., 2010, The behaviour of Li and Mg isotopes during primary phase dissolution and secondary mineral formation in basalt, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 (18), 5259-5279.

- Wunder, B., Meixner, A., Romer, R. L., Feenstra, A., Schettler, G. and Heinrich, W., 2007, Lithium isotope fractionation between Li-bearing staurolite, Li-mica and aqueous fluids: an experimental study, *Chemical Geology*, 238 (3-4), 277-290.
- Yoldaş, R. U., 1973, Bitümlü şist alanının jeolojik ve ekonomik olanakları, *MTA rapor* (5050).
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001, Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present, *Science*, 292 (5517), 686-693.
- Zen, E., 1965, Solubility Measurements in the System CaSO₄-NaCl-H₂O at 35, 50, and 70 Cand one atmosphere Pressure, *Journal of Petrology*, 6 (1), 124-164.
- Zhang, L., Chan, L.-H. and Gieskes, J. M., 1998, Lithium isotope geochemistry of pore waters from Ocean Drilling Program Sites 918 and 919, Irminger Basin, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (14), 2437-2450.

