



T.C.
BATMAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**EĞİL VE ÇEVRESİNDEKİ (EĞİL, DİYARBAKIR) ALT EOSEN-ÜST
OLİGOSEN YAŞLI GAZİANTEP FORMASYONUNUN SEDİMANTOLOJİK
VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ**

Faruk KESKİN

YÜKSEK LİSANS

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Mayıs-2017
BATMAN
Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

Faruk KESKİN tarafından hazırlanan “Eğil ve Çevresindeki (Eğil, Diyarbakır) Alt Eosen-Üst Oligosen Yaşlı Gaziantep Formasyonunun Sedimantolojik Ve Jeokimyasal İncelemesi” adlı tez çalışması 18.05.2017 tarihinde aşağıdaki jüri üyeleri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile Batman Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda YÜKSEK LİSANS olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Başkan

Prof. Dr. Yaşar EREN

Danışman

Yrd. Doç. Dr. Salih DİNÇ

Üye

Yrd. Doç. Dr. H. Alim BARAN

İmza

.....
.....
.....

Yukarıdaki sonucu onaylım.

Doç. Dr. Bahattin İŞCAN
FBE Müdürü



Bu tez çalışması BTÜBAP tarafından BTÜBAP-2016-Yüksek Lisans-7 nolu proje ile 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 materials and results that are not original to this work.

Faruk KESKİN

Tarih:

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

EĞİL VE ÇEVRESİNDEKİ (EĞİL, DİYARBAKIR) ALT EOSEN-ÜST OLİGOSEN YAŞLI GAZİANTEP FORMASYONUNUN SEDİMANTOLOJİK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

Faruk KESKİN

Batman Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Salih DİNÇ

2017, 116 Sayfa

Jüri

Yrd. Doç. Dr. Salih DİNÇ

Prof. Dr. Yaşar EREN

Yrd. Doç. Dr. H. Alim BARAN

İnceleme alanındaki Alt Eosen-Üst Oligosen Gaziantep formasyonu krem, bej, gri, beyaz, kirli beyaz renkli, orta kalın-çok kalın tabakalı, yer yer som, yer yer iyi gözenekli, bol fosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçları egemen olarak kireçtaşı olup, tabanda dolomitik özellik sunar. Gaziantep formasyonu petrografik olarak 3 mikrofasiyese ayrılmıştır. Bunlar tanetaşı, istiftaşı ve mikro boyutlu anhidral dolomit fasiyesleridir.

Kireçtaşları içerisinde bentik foraminiferlerden *Heterostegina sp.*, *Miogypsinoidea complanatus* (SCHLUMBERGER), *Miogypsina polymorpha* (RUTTEN), *Miogypsina sp.*, *Operculina sp.*, *Globoigerinoides sp.*, *Amphistegina sp.*, ve *Lepidocyclina sp.*, fosilleri bulunmaktadır.

Dolomitlerin CaCO₃ oranı % 55-99 mol arasında, MgCO₃ içeriği % 1-45 mol arasında değişmekte olup, ana oksit içerikleri; SiO₂ içeriği % 0.07-1.27, Al₂O₃ içeriği %0-0.40, Fe₂O₃ içeriği %0.01-0.22, olarak değişmektedir. Dolomitler Ca'ca zengin (Ca₅₅₋₅₆ Mg₅₂₋₅₃) non-stoikometrik dolomit özelliği göstermektedir. Ba içeriği genel olarak <60 ppm (ort. 6 ppm) olduğundan buradaki karbonatların denizel kökenli olduğunu göstermektedir.

Gaziantep formasyonundaki kireçtaşlarının, δ¹⁸O değerleri ‰-7.83 ile ‰-5.33 PDB (ort. ‰-6.80 PDB) arasında, δ¹³C değerleri ‰-0.17 ile ‰-6.90 PDB (ort. ‰-3.90) (PDB) arasında değişmektedir. Dolomitlerin, δ¹⁸O değerleri ‰-7.74 ile ‰-1.23 PDB (ort. ‰-5.36 PDB) arasında, δ¹³C değerleri ‰-6.79 ile ‰-0.68 PDB (ort. ‰-4.10) (PDB) arasında değişmektedir.

Gaziantep formasyonu dolomitleri periferik ortamda oluşan kireçtaşlarının geç diyajenetik (karışım zonu) ve sıg gömülme ortamında dolomitleşmesiyle meydana gelmiştir

Anahtar kelimeler: Dolomit, Eğil, Gaziantep, Geç diyajenetik, İzotop, Kireçtaşı.

ABSTRACT

MS THESIS

SEDIMENTOLOGICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF THE LOWER EOCENE-UPPER OLIGOCENE GAZIANTEP FORMATION AT EĞİL AND SURROUNDING AREA (DİYARBAKIR)

Faruk KESKİN

THE GRADUATE SCHOOL OF NATURAL AND APPLIED SCIENCE OF
BATMAN UNIVERSITY
THE DEGREE OF MASTER OF SCIENCE
IN GEOLOGICAL ENGINEERING

Advisor: Asst.Prof.Dr. Salih DİNÇ

2017, 116 Pages

Jury

Advisor Asst.Prof.Dr. Salih DİNÇ

Prof.Dr. Yaşar EREN

Asst.Prof.Dr. H. Alim BARAN

The Lower Eocene-Upper Oligocene Gaziantep formation consists of cream, beige, gray, white, dirty white colours, medium to thick, very thick bedded stratas, solid, well porous, abundant fossiliferous limestones. The carbonate rocks of Gaziantep formation dominate limestone and presents dolomitic features on the basement. The Gaziantep formation is divided into three microfacies. These are grainstone, packstone and microdimensional anhedral dolomite facies.

Heterostegina sp. Myogypsinoides complanatus (SCHLUMBERGER), Miogypsina polymorpha (RUTTEN), Miogypsina sp., Operculina sp., Globoigerinoides sp., Amphistegina sp., And Lepidocyclina sp. type of bentic foraminifera fossils are found in the limestones.

The CaCO₃ content of the dolomites between 55 to 99 mol%, the MgCO₃ content between 1 to 45 mol%, the main oxide contents are; SiO₂ content is 0.07-1.27%, Al₂O₃ content is 0-0.40%, Fe₂O₃ content is 0.01-0.22%. Dolomites are Ca-rich (Ca₅₅₋₅₆, Mg₅₂₋₅₃), non-stoichiometric dolomite. Ba content of carbonate rocks is <60 ppm (average 6 ppm). This is shown that carbonates in here were derived from marine origin.

The limestones of the Gaziantep formation have $\delta^{18}\text{O}$ values which are between -7.83‰ and -5.33‰ PDB (mean -6.80‰ PDB), $\delta^{13}\text{C}$ values are between -0.17‰ and -6.90‰ PDB (-3.29‰ Lt; / RTI & gt; The $\delta^{18}\text{O}$ values of the dolomites vary from -7.74‰ to -1.23 ‰ PDB (averages -5.36‰ PDB), $\delta^{13}\text{C}$ values vary from -6.79‰ to -0.68‰ PDB (-4.10 ‰) (PDB) .

The dolomites of Gaziantep formation have been formed by the dolomitization of the limestones formed in the peripheral environment in the late diagenetic (mixing zone) and shallow buried environment.

Key words: Dolomite, Eğil, Gaziantep, Late diagenetic, Limestone, İsope.

ÖNSÖZ

Eğil ve Çevresindeki (Eğil, Diyarbakır) Erken Eosen-Geç Oligosen Yaşlı Gaziantep Formasyonunun Sedimantolojik ve Jeokimyasal İncelemesi konulu bu çalışma Batman Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitü'sünde, 2014-2017 yılları arasında yürütülen Yüksek Lisans öğrenimi kapsamında hazırlanmıştır.

Bu araştırmanın yapılmasında maddi ve manevi katkılarını esirgemeyen Batman Üniversitesi Rektörlüğü'ne, araştırmaya parasal destek sağlayan Batman Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü Başkanlığı'na ve Batman Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'ne şükranlarımı sunarım.

Araştırmanın arazi seçiminde, arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları sırasında yönlendirici öneri ve katkılarından dolayı danışman hocam sayın Yrd. Doç. Dr. Salih DİNÇ'e teşekkür ederim. Tez yazımı aşamasında bilgilerinden yararlandığım sayın Yrd. Doç. Dr. H. Alim BARAN ve Arş. Gör. Gülen ŞAHİN'e teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında maddi ve manevi desteğini hiçbir zaman esirgemeyen aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Faruk KESKİN

Batman

2017

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iv
ABSTRACT	v
ÖNSÖZ	vi
İÇİNDEKİLER	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
TABLolar DİZİNİ	xiii
SİMGELER	xiv
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	1
1.2. Çalışmanın Alanının Tanımı.....	1
1.3. Materyal ve Metod.....	1
1.4. Önceki Çalışmalar.....	3
1.5. Bölgesel Jeoloji.....	9
2. STRATİGRAFI	12
2.1. Gercüş Formasyonu (Eg).....	12
2.2. Gaziantep Formasyonu (Eog).....	14
2.3. Fırat Formasyonu (Mf)	20
2.4. Lice Formasyonu (Ml).....	22
2.5. Alüvyonlar (Qal).....	23
3. TEKTONİK VE PALEOCOĞRAFİK GELİŞİMİ	24
3.1. Tektonik.....	24
3.2. Jeolojik Evrim.....	25
3.3. Çökme Ortamları Ve Paleocoğrafya	29
3.3.1. Erken Eosen Dönemi	29
3.3.2. Orta Eosen Dönemi.....	31
3.3.3. Geç Eosen Dönemi	32
3.3.4. Erken-Orta Oligosen Dönemi	33
3.3.5. Geç Oligosen-Akitaniyen Dönemi.....	34
3.3.6. Erken Miyosen Dönemi	36
4. YAPISAL JEOLojİ	37
4.1. Tabakalanma	38
4.2. Kıvrımlar.....	38
4.3. Uyumsuzluklar.....	39
4.4. Faylar	39
5. GAZİANTEP FORMASYONU KARBONATLI KAYAÇLARININ PETROGRAFIŞI	40

5.1.	Gaziantep Formasyonu Karbonatlı Kayaçlarındaki Mikrofasiesler	40
5.1.1.	Dolomit Fasiyesi (df) [mikro boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit]:	40
5.1.2.	Kireçtaşı fasiyesi 1 (kf1) [istiftaşı]:	42
5.1.3.	Kireçtaşı fasiyesi 2 (kf2) [tanetaşı]:	42
5.2.	ÖSK 1'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	44
5.3.	ÖSK 2'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	51
5.4.	ÖSK 3'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	56
5.5.	ÖSK 4'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	60
6.	MİNERALOGİK XRD ÇALIŞMALARI	64
7.	GAZİANTEP FORMASYONU KİREÇTAŞLARININ JEOKİMYASI	72
7.1.	Majör Element Jeokimyası (Ana Oksit)	76
7.2.	İz-Eser Element Jeokimyası.....	84
7.3.	Duraylı İzotop Jeokimyası	91
7.3.1.	$\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ İzotopları	91
8.	TARTIŞMA	97
8.1.	Petrografik Yorumlar	97
8.2.	Jeokimyasal Yorumlar	97
9.	EKONOMİK JEOLJİ.....	102
10.	SONUÇLAR.....	103
KAYNAKLAR	105	
ÖZGEÇMİŞ	116	

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.	2
Şekil 1.2. İnceleme alanında yeralan tepeler ve akarsular.	2
Şekil 1.3. Diyarbakır İli Jeoloji Haritası (mta.gov.tr).	10
Şekil 2.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti (Ölçeksiz).	13
Şekil 2.2. Gercüş formasyonundaki kirli beyaz, yeşilimsi, gri renkli, kumtaşlarından bir görünüm (Pekmezciler Köyü., Çekim yönü Kuzeydoğu). (Koordinatlar: X: 592805E Y: 4240209N Z: 738 m.).	14
Şekil 2.3. Gercüş, Gaziantep ve Fırat formasyonu arasındaki sınır ilişkisinden bir görünüm, Fırat formasyonu: Mf, Gaziantep formasyonu: Eog, Gercüş formasyonu: Eg, (Pekmezciler Köyü; Çekim yönü Kuzdoğu). (Koordinatlar: X: 594335E Y: 4239158N Z: 853 m.).	15
Şekil 2.4. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri ve gözenekler kalsit dolgulu dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FA-3; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).	16
Şekil 2.5. Mercan tanesi, kavkı parçası ve intraklast içeren fosilli kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: Tanetaşı; N: FB-7; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: mercan, i: intraklast, kp: kavkı parçası).	17
Şekil 2.6. Gaziantep formasyonuna ait fosiller (a-c-f: gastropods; b: Operculina sp (ekvatoryal kesit); d: <i>Heterostegina</i> ; e: Ekinid dikenli; g-ı-k: <i>Miogypsinoides complanatus</i> (SCHLUMBERGER) (eksenel kesit); h: kırmızı alg; i: Miliolidae; J: Bivalve kavkı parçası ve mercan).	18
Şekil 2.7. Gaziantep formasyonuna ait foraminiferler (a-g: <i>Operculina sp</i> (aksiyal kesit) b: <i>Amphistegina sp</i> (aksiyal kesit); c-d: <i>Lepidocyclina sp</i> (aksiyal kesit); e: <i>Globigerina</i> ; f: <i>Nummulites</i> h: <i>Miogypsina polymorpha</i> (RUTTEN); ı: <i>Miogypsina sp</i>	19
Şekil 2.8. Sparitle ve az miktarda mikritle tutturulmuş, fosilli kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: Tanetaşı; N: FB-3; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: miliolidae, b: bryozoa).	20
Şekil 2.9. Fırat formasyonu kireçtaşlarından bir görünüm, (Bahçedere Köyü; Çekim yönü Doğu-Batı). (Koordinatlar: X: 591302E Y: 4241933N Z: 731 m.).	21
Şekil 2.10. Bol fosilli, intraklast taneli sparit bağlayıcılı kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: Tanetaşı; N: FB-1; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; o: operculina sp, i: intraklast).	22
Şekil 3.1. Güneydoğu Anadolu Bölgesinde yer alan önemli tektonik hatlar (Perinçek ve diğ., 1987'den değiştirilerek alınmıştır).	25
Şekil 3.2. Maestrihtiyen'de Kastel ve Bozova Formasyonlarının şematize enine kesiti (Perinçek, 1977).	26
Şekil 3.3. Üst Maestrihtiyen-Paleosen'de Besni ve Germav formasyonlarının şematize enine kesiti (Perinçek, 1977).	27
Şekil 3.4. Eosen'de Maden Karmaşığı, Gercüş ve Midyat formasyonlarının şematize enine kesiti (Perinçek, 1977).	27
Şekil 3.5. Maden Grubunun çökeltme çanağının kapanımı (Perinçek, 1977).	28
Şekil 3.6. Miyosen'de Maden Karmaşığı ve Lice formasyonunun şematize enine kesiti (Perinçek, 1977).	29
Şekil 3.7. Midyat grubunun Erken Eosen dönemindeki fasiyes dağılımı (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	30
Şekil 3.8. Midyat grubunun Erken Eosen dönemindeki çökeltme ortamların gösterir blok diyagram (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	30
Şekil 3.9. Midyat grubunun Orta Eosen dönemindeki fasiyes dağılımı (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	31

Şekil 3.10. Midyat grubunun Orta Eosen dönemindeki çökme ortamlarını gösterir blok diyagram (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	31
Şekil 3.11. Midyat grubunun Geç Eosen dönemindeki fasiyes dağılımı (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	32
Şekil 3.12. Midyat grubunun Geç Eosen dönemindeki çökme ortamlarını gösterir blok diyagram (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	33
Şekil 3.13. Midyat grubunun Erken-Orta dönemindeki fasiyes dağılımı (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	34
Şekil 3.14. Midyat grubunun Erken-Orta dönemindeki çökme ortamlarını gösterir blok diyagram diyagram (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	34
Şekil 3.15. Midyat grubunun Geç Oligosen dönemindeki fasiyes dağılımı (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	35
Şekil 3.16. Midyat grubunun Geç Oligosen dönemindeki çökme ortamlarını gösterir blok diyagram diyagram (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	35
Şekil 3.17. Midyat grubunun Erken Miyosen dönemindeki fasiyes dağılımı (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).	36
Şekil 4.1. Çalışma alanının üç boyutlu kabartma jeoloji haritası.	38
Şekil 5.1. ÖSK örneklerinin yerleri.	41
Şekil 5.2. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalli dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FA-8; Büyütme 4x, görünüm T.N.).	42
Şekil 5.3. Mikritle tutturulmuş bol miktarda fosil taneleri, kavkı parçaları, intraklast taneli kireçtaşı kesiti (Kayaç adı: İstiftaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FB-15; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; f: fosil, m: mikrit, i: intraklast).	43
Şekil 5.4. Sparitle ve az miktarda mikritle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları, intraklast taneli kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: tanetaşı; ; N: FB-5; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; s: sparit, m: mikrit, i: intraklast).	43
Şekil 5.5. ÖSK-1 Mikrofasiiyes dikme kesiti.	44
Şekil 5.6. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve çatlaklar kalsit dolgulu dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FA-3; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).	45
Şekil 5.7. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu dolomitik kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: Dolomitik kireçtaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FA-2; Büyütme 10x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite, fe: demiroksit).	46
Şekil 5.8. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu kalsitik dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Kalsitik Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FA-12; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).	46
Şekil 5.9. Mikritle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları içeren kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: İstiftaşı; N: FA-13; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: mikrit, fe: demiroksit, p: porozite).	47
Şekil 5.10. Sparitle ve az miktarda mikritle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları, intraklast taneleri içeren kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: tanetaşı; ; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FA-15; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; s: sparit, m: mikrit, i: intraklast, f: fosil, fe: demiroksit).	48
Şekil 5.11. a-b-c. FA-9 no'lu numunenin (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfi (EDX) (İnce kristalli, özşekilsiz dolomit kristaller)	49
Şekil 5.12. a-b. FA-9 no'lu numunenin (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfi (EDX), (İnce kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri).	50
Şekil 5.13. ÖSK-2 Mikrofasiiyes dikme kesiti.	51

Şekil 5.14. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu kalsitik dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Kalsitik Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FB-16; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).	52
Şekil 5.15. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu dolomitik kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: Dolomitik kireçtaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FB-18; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).	53
Şekil 5.16. Mikritle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları içeren kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: İstiftaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FB-13; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: mikrit, f: fosil).	54
Şekil 5.17. Sparitle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları, intraklast taneleri içeren kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: tanetaşı; N: FB-19; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; s: sparit, i: intraklast, f: fosil, p: porozite).	54
Şekil 5.18. a-b-c. FB-17 no'lu numunenin (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX), (İnce kristalli, yarı özşekilli-özşekilsiz dolomit kristalleri).	55
Şekil 5.19. ÖSK-3 Mikrofasiyes dikme kesiti.	56
Şekil 5.20. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Dolomitik kireçtaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FC-1; Büyütme 10x, T.N., d: dolomit, k: kalsit).	57
Şekil 5.21. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu Dolomitik kireçtaşı İnce kesiti (Kayaç adı: Dolomitik kireçtaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FC-1; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).	58
Şekil 5.22. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Kalsitik Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FC-4; Büyütme 10x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).	58
Şekil 5.23. Sparitle tutturulmuş fosil taneleri içeren ince kesiti (Kayaç adı: tanetaşı; N: FC-6; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; s: sparit, intraklast, f: fosil).	59
Şekil 5.24. Mikritle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları içeren kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: İstiftaşı; N: FC-9; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: mikrit, f: fosil).	60
Şekil 5.25. ÖSK-4 Mikrofasiyes dikme kesiti.	61
Şekil 5.26. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluk dolgulu kalsit kristalleri içeren dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Dolomitik kireçtaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FD-2; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite)... ..	62
Şekil 5.27. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve kalsit dolgulu boşluklar içeren dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Kalsitik Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FD-1; Büyütme 10x, T.N., d: dolomit, k: kalsit).	62
Şekil 5.28. Mikritle ve az miktarda sparitle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları, intraklast taneleri (Kayaç adı: İstiftaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FD-5; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: mikrit, s: sparit, f: fosil, i: intraklast, p: porozite). ..	63
Şekil 6.1. XRD örneklerinin yerleri.	65
Şekil 6.2. ÖSK-A'dan alınan A-5 no'lu numunenin XRD grafiği.	66
Şekil 6.3. ÖSK-A'dan alınan A-8 no'lu numunenin XRD grafiği.	67
Şekil 6.4. ÖSK-A'dan alınan A-9 no'lu numunenin XRD grafiği.	67
Şekil 6.5. ÖSK-A'dan alınan A-11 no'lu numunenin XRD grafiği.	68
Şekil 6.6. ÖSK-B'den alınan B-1 no'lu numunenin XRD grafiği.	68
Şekil 6.7. ÖSK-B'den alınan B-17 no'lu numunenin XRD grafiği.	69
Şekil 6.8. ÖSK-C'den alınan C-4 no'lu numunenin XRD grafiği.	69
Şekil 6.9. ÖSK-C'den alınan C-9 no'lu numunenin XRD grafiği.	70
Şekil 6.10. ÖSK-D'den alınan D-2 no'lu numunenin XRD grafiği.	70
Şekil 6.11. ÖSK-D'den alınan D-8 no'lu numunenin XRD grafiği.	71
Şekil 7.1. Mol % MgCO ₃ – mol % CaCO ₃ grafiği.	77

Şekil 7.2. %Kireçtaşı örneklerinin K ₂ O – Rb grafiği.	78
Şekil 7.3. % K ₂ O - Toplam REE grafiği.	79
Şekil 7.4. % SiO ₂ - Toplam REE grafiği.	80
Şekil 7.5. % Al ₂ O ₃ - Toplam REE grafiği.	80
Şekil 7.6. %Fe ₂ O ₃ - Toplam REE grafiği.	81
Şekil 7.7. % Na ₂ O- Toplam REE grafiği.	81
Şekil 7.8. % MgO- Toplam REE grafiği.	82
Şekil 7.9. %CaO- Toplam REE grafiği.	82
Şekil 7.10. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayalarda majör elementlerin Cluster analiz diyagramı.	83
Şekil 7.11. Mol % MgCO ₃ – Sr (ppm) grafiği.	84
Şekil 7.12. Dolomitlerdeki Si ve Al (ppm) - Toplam REE grafiği.	85
Şekil 7.13. Kireçtaşlarındaki Si ve Al (ppm) - Toplam REE grafiği.	86
Şekil 7.14. Gaziantep formasyonu kireçtaşlarının NASC (Haskin ve diğ., 1968; Gromet ve diğ., 1984) normalleştirilmiş REE diyagramı.	87
Şekil 7.15. Gaziantep formasyonu dolomitlerinin NASC (Haskin ve diğ. 1968; Gromet ve diğ. 1984) normalleştirilmiş REE diyagramı.	87
Şekil 7.16. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayalardaki iz elementlerin Cluster analiz diyagramı.	89
Şekil 7.17. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaların nadir toprak elementlerinin Cluster analiz diyagramı.	90
Şekil 7.18. C ve O izotop örneklerinin yerleri.	92
Şekil 7.19. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayalarının δ ¹⁸ O ve δ ¹³ C (PDB) izotop değerlerinin karşılaştırılması.	94
Şekil 7.20. Gaziantep formasyonu dolomitlerinin başka yerdeki dolomitlerle δ ¹⁸ O ve δ ¹³ C (PDB) izotop değerleriyle karşılaştırılması.	94
Şekil 7.21. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaların, %MgCO ₃ ile δ ¹⁸ O (PDB) izotop değerlerinin fasiyeslere göre karşılaştırılması.	95
Şekil 7.22. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaların, %MgCO ₃ ile δ ¹³ C (PDB) izotop değerlerinin fasiyeslere göre karşılaştırılması.	96
Şekil 8.1. Gaziantep formasyonu dolomitlerinin oluşumunu gösteren şematik diyagram.	101

TABLULAR DİZİNİ

Tablo 5.1. ÖK-1'den alınan dolomit örneklerinin dokusal özellikleri.	45
Tablo 5.2. ÖSK-1'den alınan örneklerinin mikroskobik özellikleri.	47
Tablo 5.3. FA-9 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum 1)...	48
Tablo 5.4. FA-11 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum 1)..	49
Tablo 5.5. ÖK-2'den alınan dolomit örneklerinin dokusal özellikleri.	52
Tablo 5.6.ÖK-2'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri.	53
Tablo 5.7. FB-17 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum 1)..	55
Tablo 5.8. ÖK-3'den alınan dolomit örneklerinin dokusal özellikleri.	57
Tablo 5.9. ÖK-3'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri.	59
Tablo 5.10. ÖK-4'den alınan dolomit örneklerinin dokusal özellikleri.	61
Tablo 5.11. ÖK-4'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri.	63
Tablo 6.1. ÖSK-A'dan alınan karbonatlı kayaç örneklerinin XRD sonuçları.	64
Tablo 6.2. ÖSK-B'den alınan karbonatlı kayaç örneklerinin XRD sonuçları.	64
Tablo 6.3. ÖSK-C'den alınan karbonatlı kayaç örneklerinin XRD sonuçları.	66
Tablo 6.4. ÖSK-D'den alınan karbonatlı kayaç örneklerinin XRD sonuçları.	66
Tablo 7.1. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının % MgCO ₃ - CaCO ₃ mol içerikleri	73
Tablo 7.2. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının ana oksit içerikleri	74
Tablo 7.3. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının iz element içerikleri	75
Tablo 7.4. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının nadir toprak element içerikleri	76
Tablo 7.5. Dolomitlerin Sınıflandırılması (Kuşçu ve diğ., 2001)	76
Tablo 7.6. Pearson korelasyon katsayı parametresi.	77
Tablo 7.7. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarda majör elementlerin korelasyon matriksi.	83
Tablo 7.8. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçların Ce/Ce*-Eu/Eu* değerleri	88
Tablo 7.9. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçların iz elementlerinin korelasyon matriksi.	89
Tablo 7.10. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçların nadir toprak elementlerinin korelasyon matriksi.	90
Tablo 7.11. Gaziantep formasyonu dolomit ve kalsitik dolomitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) değerleri	93
Tablo 7.12. Gaziantep formasyonu kireçtaşlarının oluşum ortamı sıcaklığı değerleri ..	93

SİMGELER VE KISALTMALAR

Å: Angstrom

Θ: Teta

Kısaltmalar

DAF: Doğu Anadolu Fayı

diğ.: diğerleri

ICP-MS: Inductively Coupled Plasma Spectrometer

KAF: Kuzey Anadolu Fayı

m.: Metre

Mah.: Mahalle

MTA: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü

N: Numune no

ÖSK: Ölçülü Stratigrafik Kesit

ppm: (Parts per million): Milyonda bir

REE: Nadir Toprak Elementi

SEM: Taramalı Elektron Mikroskobu

T.N.: Tek Nikol

XRD: X-Ray Difaraktometre

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmayla Eğil ve çevresindeki (Eğil, Diyarbakır) Alt Eosen-Üst Oligosen yaşlı Gaziantep formasyonunun Sedimentolojik ve Petrografik Özelliklerinin araştırılması, kimyasal ve izotopik analizlerle bölgedeki karbonatlı kayaların oluşumunun modellenmesi amaçlanmaktadır.

1.2. Çalışmanın Alanının Tanımı

İnceleme alanı Diyarbakır iline yaklaşık 50 km uzaklıkta Elazığ L44 a4, paftası içerisinde yer alan, Eğil ilçesini de içine alan yaklaşık 63 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.1.).

İnceleme alanının içerisinde birçok yerleşim alanı bulunmaktadır. Bunlardan bazıları Eğil İlçesi, Pekmezciler, Balım, Ilgın ve Bahçedere köyleridir.

İnceleme alanında yer alan tepelerden bazıları; Şahino Tepe (816m.), Kurto Tepe (1011m.), Ulubaşo Tepe (847m.), Til Tepe (1009 m.), Bayram Tepe (912m.), Köy Tepe (974m.), Kıravanis Tepe (1042m.), Şaho Tepe (890m.), Medinank Tepe (1054m.), Aysanak Tepe (1051m.), Nebiharun Tepe (864m.), Nahtakan Tepe (803 m.)'dir.

İnceleme alanında yer alan akarsular Dicle Nehri, Gevaz Dere, Dolan Dere, Derin Dere, Haçan Dere, Bağın Dere, Aremi Dere, Küre Dere, Taşlarhan Dere, Habra Dere' dir (Şekil 1.2.).

1.3. Materyal ve Metod

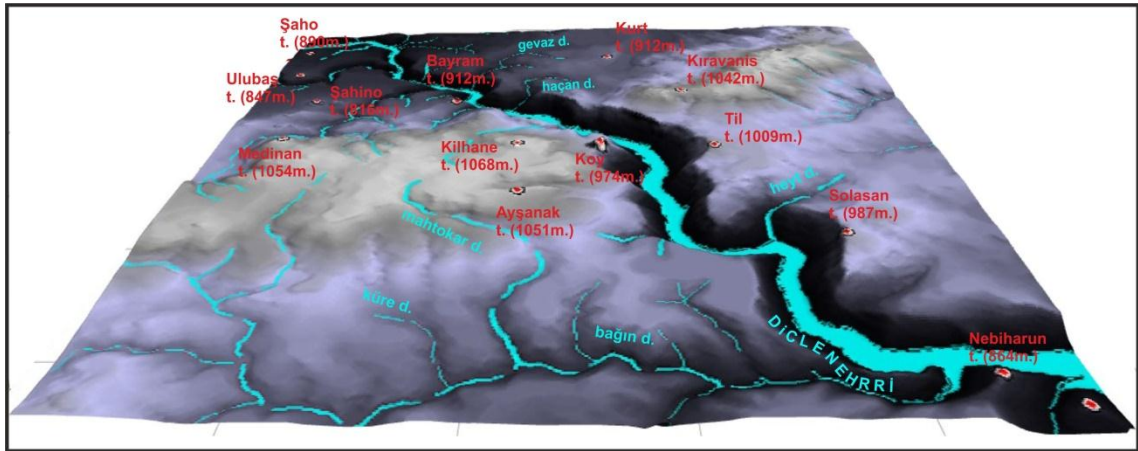
Çalışma alanındaki birimler daha önceki araştırmacılar tarafından litostratigrafik ayırtlama ilkesine dayalı olarak ayırtlanmış ve çalışma alanının 1/25.000 ölçekli Jeoloji haritası MTA Genel Müdürlüğü tarafından yapılmıştır. Bölgede yüzeyleyen Gaziantep formasyonuna ait karbonatlı kayalardan belirli noktalardan Ölçülü Stratigrafik Kesit (ÖSK) alımı yapılmıştır.

4 noktadan ÖSK alınarak 60 adet numune toplanmıştır. 56 tanesinin petrografik özelliklerinin belirlenmesi için ince kesiti yaptırılmıştır.

Ayrıca 10 Numunenin XRD çekimleri Batman Üniversitesinde yaptırılmıştır. XRD çekimleri için Rigaku Gelgerflex D/Max Q/2QWC Jeol-JDX model difraktometre kullanılmıştır.



Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.



Şekil 1.2. İnceleme alanında yer alan tepeler ve akarsular.

3 Numunenin Standart Elektron Mikroskobu (SEM-EDX) çekimleri Anadolu Üniversitesi Malzeme Bilimi ve Mühendisliği bölümünde ZeissSupra 50 V taramalı elektron mikroskobunda yapılmıştır.

İnce kesitlerin petrografik incelemesi yapılarak, karbonatların kalsit ve dolomit içeriği tespit edilmiştir. Bu inceleme sonucunda seçilen Kanada'daki ACME laboratuvarında, 30 numunenin Kantitatif Jeokimyasal Analizi ICPMS'te (Inductively Coupled Plasma Spectrometer) yaptırılmıştır.

20 Numune $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotopları Amerika'daki Arizona Üniversitesi Laboratuvarın da (The Kiel device and spectrometer used for carbonate isotope analysis) ± 0.08 ve ± 0.10 (1 sigma) hata payıyla tespiti yapılmıştır.

1.4. Önceki Çalışmalar

Çalışma alanında; maden yataklarının zenginliği, hidrokarbon olanakları, jeolojik ve tektonik konumu, karakteristik morfolojisi gibi nedenlerle 1910'lu yıllardan itibaren birçok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalardan bazılarında aşağıda kısaca değinilmiştir.

Taşman (1933-1934), Güneydoğu Anadolu'nun stratigrafisini incelemiş Mardin Derik arasında paleozoik birimleri tanımlayarak Mardin, Diyarbakır, Cizre arasında uzanan Tersiyer tabakalarının stratigrafisi hakkında ilk fikirleri ortaya atmıştır.

Ericson (1939), Silvan/Diyarbakır ve çevresinin jeolojisi ile ilgili çalışmalar yapmış, Silvan Dağı karbonatlı kayaçlarının yaşını Burdigaliyen olarak belirtmiştir.

Ketin (1953), Çermik çevresinde yaptığı çalışma sırasında Çermik'in hemen güneyinde 30 km lik bir saha boyunca K 65° D yönünde uzanan Çermik Antiklinalini saptamıştır. Hafifçe güneye devrik olan antiklinalin eksen bölgesinin aşındığını belirtmiştir. Antiklinalin çekirdeğini Koçali ve Karadut Karmaşıklarının oluşturduğunu, güney kanadında Midyat Grubuna ait Gercüş formasyonu, Hoya formasyonu ve Gaziantep formasyonu kireçtaşlarının mostra verdiğini; kuzey kanadında da yine Gercüş formasyonu, Midyat Grubu kireçtaşları ve Lice formasyonunun mostra verdiğini belirtmiştir. Ketin tarafından yapılan çalışmada antiklinalin yanal atımlı birçok küçük fayla kesildiği, irili ufaklı parçalara bölünmüş olduğu belirtilmekte ve bir diğer kıvrımlı yapının Çermik antiklinali ekseninin yaklaşık 5 km kuzeyinde Aşağışeyhler köyünden geçerek kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan Aşağışeyhler senklinali olduğu ifade edilmektedir. Çermik antiklinaline paralel olarak uzanım gösteren senklinalin Midyat

kalkerleri ile Lice formasyonunun kıvrımlanmasıyla oluştuğunu ve yaklaşık 10 km eksen uzunluğuna sahip olan senklinalin hafifçe güneye devrik olduğunu belirtmiştir.

Sungurlu (1972), Koçali Karmaşığını ilk kez adlandırmış olup çalışmasında Koçali Karmaşığının; Geç Jura-Erken Kretase yaşlı olduğunu, Ultrabazik kayalar, volkanitler, serpantinler, radyolaritler ve çörtlü kireçtaşlarından oluştuğunu, Üst Kampaniyen-Alt Maastrihtiyen döneminde allokon birimlerin Kastel havzasına yerleşmesi ile sonuçlanan Arap levhasının Anadolu levhasının altına dalmasıyla oluşan sıkışma rejimi olduğunu, bu sıkışma rejiminin kuzey alanlarında allokon birliklerden oluşan koçali karmaşığının güneye doğru sürüklendiğini ve kuzeyde bindirmelerle platform üzerine yerleşirken, güney kesimlerde (kastel havzası) gravite kaymaları ile havza içine yerleştiğini, koçali karmaşığına ait ofiyolitik istifini oluşturan okyanusun Neotetisin güneyindeki bir kolu olarak kabul edildiğini ve Üst Kretase sonunda kuzeye doğru bir yitile bu okyanusun kapandığını belirtmiştir.

Güvenç (1973), Gaziantep- Kilis Bölgesinin Stratigrafisi adı altında yaptığı çalışmada Gaziantep formasyonun Akitaniyen yaşta olduğunu belirtmiştir.

Perinçek (1978 ve 1979), Güneydoğu Anadoluyu kapsayan, Doğu Toros kuşağını da içeren farklı çalışmalarındaki bulgularına dayanarak kuşağın tektonik evrimini levha tektoniği kurallarına bağlı olarak açıklamıştır. Arap Levhası'nın Anadolu Levhası'nın altına dalmasıyla doğu batı uzanımlı Kastel Çukurluğu oluştuğunu ve bu çukurluğun kuzeyden naplar halinde gelen Kretase allokonları (Koçali ve Karadut Karmaşığı) ve bunlardan türeyen kırıntılılardan oluşan Kastel formasyonu (Üst Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen) ile doldurulduğunu belirlemişlerdir.

Açıkbaş ve diğ. (1979), Kastel, Terbüzek, Antak, Gerçüş, Hoya ve Germik formasyonlarının Fırat formasyonu tarafından diskordansla örtüldüğünü belirterek Midyat Grubu'na ait stratigrafiyi günümüzdeki şekliyle açıklamıştır.

Perinçek ve Özkaya (1981), Güneydoğu Anadolu Sürüklenme Kuşağında yer alan Bitlis, Pütürge, Keban, Malatya metamorfileri, Yüksekova ve Maden karmaşıkları ile Guleman ofiyolitinin birbirleriyle ve otokton Arabistan levhası şelf çökelleriyle ilişkilerini saptamak amacıyla Hakkari, Yüksekova, Baykan, Guleman, Palu, Elazığ, Malatya, Adıyaman yörelerinde saha çalışmaları yapmışlardır.

Ketin (1983), Türkiye genelinde yaptığı çalışmada farklı tektonik birlikler öngörmüştür. Buna göre Pontidler, Anatolidler, Toridler ve çalışma alanının da içinde bulunduğu Kenar Kıvrımları Kuşağı'nı tariflemiştir. Anatolidlerin Kretase sonunda gelişmiş olduğunu, evrimde ikinci sırada yer aldığını, Toridler'in tektonik gelişiminin

Oligosen sonlarına rastlandığını; Kenar Kıvrımlarının ise Miyosen sonu Pliyosen başında evrimini tamamladığını, Anadolu'da tektonik-orojenik gelişimin kuzeyden güneye doğru yavaş yavaş ilerlediğini ve sırasıyla Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları olarak oluşumlarını tamamladığını belirtmiştir.

Şaroğlu ve Yılmaz (1984), Neotektonik dönemin Doğu Anadolu Bölgesinde, Orta Miyosen'de ve Neotetis'in kapanması sonucu meydana gelen kıta-kıta çarpışması ile başladığını, bu çarpışmanın bölgede sıkışma tektoniği rejimi ile karakterize edilen bir kıta içi deformasyona neden olduğunu belirtip, neotektonik dönem boyunca Doğu Anadolu'da gelişen yapıları 5 alt başlık halinde toplamışlardır: (1) D-B doğrultulu, yüksek açılı bindirmeler; (2) K-G doğrultulu açılma çatlakları, (3) D-B doğrultulu kıvrımlar; (4) KKD-GGB veya KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar; (5) BKB-DGD veya KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar olarak belirlemişlerdir.

Perinçek ve diğ. (1987), "Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesindeki Yanal Atımlı Faylar İle İlgili Yeni Gözlemler" isimli çalışmalarında bölgenin neo-tektoniği hakkında bilgiler açıklamışlardır. Bitlis kenet kuşağını oluşturan metamorfiklerin en alt kaya topluluğunu oluşturduğunu, metamorfikler üzerinde tektonik dokanakla Maden karmaşığının, bunun üzerinde ise yine tektonik dokanakla Yüksekova karmaşığı içindeki magmatiklerin (Elazığ magmatitleri) yer aldığını belirtmişlerdir.

Duran (1988), Güneydoğu Anadolu'da Geç Paleosen-Erken Miyosen döneminde çökelmiş olan Midyat ve Silvan gruplarını incelemiştir. Yaptığı bu çalışmada Kapıkaya, Fırat ve Lice formasyonları Silvan grubu olarak tanımlamıştır. Bu bölgede geniş bir alanı kapsayan transgresyonun Orta Eosen'de geliştiğini, Geç Eosen sonlarında da etkin olan bir regresyonun başladığını belirterek, Siirt, Eğil, Hazro, Karacadağ ve Çermik dolaylarının bütünüyle; aşınmaya açık yüksek alanlara dönüştüğünü, Midyat ve Silvan grupları arasında bir çökme boşluğu ve erozyon döneminin yaşandığını ve bu grupların birbirleriyle diskordans ilişkili olduğunu belirlemiştir.

Güven ve diğ. (1988), Güneydoğu Anadolu'da Mardin ve Midyat grupları arasında yer alan birimlerin stratigrafisi üzerine yaptıkları çalışmalarında anılan istifte saptadıkları özellikleri açıklamışlar, ölçülen kesitler boyunca incelenen birimlerin düşey fasiyes ilişkileri ve yaş konaklarını saptayarak çökme ortamlarını ve bu ortamların zaman içindeki değişimlerini belirlemeye çalışmışlardır.

Duran ve diğ. (1989), Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan gruplarının jeolojisini ve stratigrafisini incelemişler, daha önce Midyat Grubu adı altında toplanmış olan bu birimleri iki ayrı gruba ayırmışlardır. Bu ayrıma göre; Gercüş, Hoya, Kavalköy, Havillati, Germik ve Gaziantep formasyonlarını Midyat Grubu; Fırat, Lice ve Kapıkaya formasyonlarını ise Silvan Grubu içerisinde değerlendirmişlerdir. Ayrıca, Midyat ve Silvan grupları arasında bir çökelme boşluğu ve erozyon döneminin yaşandığını ve bu grupların birbirleriyle diskordans olduğunu da belirtmişlerdir.

Perinçek (1990), Paleozoyik-Mesozoyik boyunca belirgin bir kesikliğin görülmediğini, Midyat Grubu'na ait karbonatların Mesozoyik yaşlı birimleri örttüğünü, Erken Miyosen öncesinde bir süreksizliğin yaşandığını, Erken Miyosen yaşlı Fırat formasyonu üzerine Üst Miyosen kırıntılarının geldiğini belirtmiştir. Bölgenin Geç Kretase'de ve Geç Miyosen sonlarında farklı yönlerde gelişerek sıkışma kuvvetleri etkisi altında kaldığına değinmiştir. Geç Kretase'de allokon yerleşmesi sırasında Güneydoğu Anadolu şelf alanının kuzey kesimlerinin kıvrımlandığını ve ekaylı yapı kazandığını belirtmiştir.

Yiğitbaş ve diğ. (1991), Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında güneyden kuzeye üç yapısal kuşak ayırt ettiklerini, bunların; (1) Arap platformu, (2) Bitlis Pütürge-Engizek-Şaryaj Cephesi (Ekay Zonu), ve (3) Nap Alanı olduğunu, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının batı kesimlerinde yapılan ayrıntılı saha çalışmalarında yeniden tanımlamış oldukları 'Maden Grubunun' Nap Alanında yer aldığını ve görünür karmaşık yapısına rağmen iç düzeni tanınabilen bir volkanik-çökel topluluk oluşturduğunu, Orta Eosen yaşlı Maden Grubunun yaş aralığı, litolojik özellikleri ve stratigrafik diziliminin birlikte değerlendirildiğinde; birimin Orta Eosen başında bir riftleşme ile açılan ve hızla pelajikleşen bir ortamı temsil eden, istifin pelajikleştiği dönemde Maden havzasının kapanmasını sağlayan ofiyolit ve metamorfit naplarının güney yönünde ilerlemeye devam etmesiyle bol olistolit ve olistostromlu düzeylerin gelişmiş olduğunu, napların Maden Grubunu Orta Eosen sonunda aştağını, nitekim tüm istif ve nap dilimlerini ortak olarak örten ilk çökel topluluğun Üst Eosen-Oligosen yaşlı olduğunu belirlemişlerdir.

Yıldırım ve Yılmaz (1991), Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının doğu-batı uzanımlı 3 ana tektonik kuşaktan oluştuğunu ve bunları güneyden kuzeye doğru; Arap Otoktonu, Ekay Zonu ve Nap Bölgesi olarak tanımlamışlardır. Güneydoğu Anadolu'nun orojenik evriminin napların Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında göreceli olarak güneye Arap levhasına doğru hareketler içerdiğini, bölgede sıkışmanın halen devam

ettiğini ve bölgenin bugünkü morfolojisini Pliyosen'den itibaren kazanmaya başladığını söylemişlerdir.

Terlemez ve diğ. (1992), Gaziantep dolayının ve Pazarcık-Sakçagöz-Kilis-Elbeyli-Oğuzeli arasının jeolojisi ile ilgili çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışmalara göre bölgenin genel stratigrafisi, en altta allokton konumlu, Karadut karmaşığı, Koçalı karmaşığı ve ofiyolit napı, bunların üzerinde de otokton konumlu Kretase yaşlı Besni ve Germav formasyonları, Tersiyer yaşlı Belveren, Beşenli, Aslansuyu ve Ardıçlıtepe formasyonları, Midyat grubu (Gercüş, Hoya, Gaziantep ve Fırat formasyonları), Şelmo formasyonu, Yavuzeli bazaltı, Harabe formasyonu ve Kuvaterner yaşlı eski alüvyon ve alüvyondan oluştuğunu söylemişlerdir.

Bağırşakçı ve diğ. (1995), Otokton Mesozoyik birimlerin üzerine Midyat Grubuna ait Eosen yaşlı Gercüş formasyonun, Hoya formasyonu ile transgresif olarak geldiğini, Midyat Grubunun bölgede transgresif olarak çökmeye başladığını ve regresif seriyle çökelimini tamamladıklarını belirtmiştir. Gercüş formasyonu, Midyat Grubunun taban konglomerası konumunda olduğunu, Hoya formasyonunun ise bölgede Eosen denizinin iyice derinleştiği şelf alanlarında çökeldiğini, Fırat formasyonunun, kuzeyden güney-güneydoğuya transgresif ilerleyen denizin şelf kenarı ve gerisindeki sığlıklarda bank/resif tipi yığınak karbonatlarından oluştuğunu ifade etmişler ayrıca Fırat formasyonu, Karadağ, Pirin ve Çağlayangecit formasyonlarıyla deneştirilebilir litoloji ve jeolojik konum sunduğunu yazmışlardır.

Duran ve Yılmaz (1997), Güneydoğu Anadolu Bölgesi Otokton ve Allokton Birimleri Stratigrafisi “Adlama Sözlüğü” isimli çalışmalarında Güneydoğu Anadolu’da adlanmış olan otokton ve allokton niteliğindeki litostratigrafik birimlerle ilgili olarak bir stratigrafi sözlüğü hazırlamışlardır. Buna göre; Gercüş formasyonu; genel litolojisi, silttaşı-kiltaşı, kumtaşı-marn-şeyl-tebeşirli kireçtaşı ve konglomeradan oluştuğunu, bunun üzerine uyumlu olarak gelen Hoya formasyonun genellikle tebeşirli dolomit ve kireçtaşından oluştuğunu, yanıl geçişli olan Gaziantep formasyonun ise tebeşirli kireçtaşı, tebeşirli marn, mercek ve kanal görünümlü kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşlarının egemen olduğu litolojilere sahip olduğunu belirtmişlerdir. Bu formasyonları Midyat Grubu altında incelemişlerdir.

Günay (1998), “Güneydoğu Anadolu’nun Jeolojisi-Stratigrafisi” isimli çalışmasında uzun yıllar boyunca yapılan çalışmaları derleyerek Güneydoğu Anadolu’nun jeolojisi ve stratigrafisini ortaya koymuştur. Gercüş formasyonun, mostra verdiği sahalarda, çakıltası, kumtaşı, şeyl, marn, silttaşı ve killi kireçtaşı-kireçtaşı

litolojilerinden oluştuğunu, Gercüş formasyonun üzerine uyumsuz olarak gelen Hoya formasyonun Miyosen yaşlı resifal kireçtaşları (Fırat formasyonu) tarafından uyumsuz olarak örtüldüğünü belirtmektedir.

Önenç (2003), Hazro ve Silvan (Diyarbakır) ilçeleri çevresinde mostra veren Fırat formasyonun krem, bej renkli, beyaz, pembemsi, gri renkli, kırılğan, som tabakalı, kaba kırmızı algli, bryozoalı, mercanlı kökenli resifal kireçtaşlarından oluştuğunu ve birimin yaşının Akitaniyen - Burdigaliyen olduğunu vurgulamıştır.

Usta ve Beyazçiçek (2006), Gaziantep ilinin Jeolojisi adlı çalışmayı yapmışlardır. Alttan üste doğru; Erken Eosen yaşlı, çakıltaşı, kumtaşı ve çakıllı marn kireçtaşından oluşan Gercüş formasyonu, Eosen yaşlı, killi çakıllı marn ve çakıllı kireçtaşından oluşan Ardıçlı tepe formasyonu, dolomitik - çörtlü kireçtaşından oluşan Hoya formasyonu ve Geç Eosen - Oligosen yaşlı, kireçtaşı ile tebeşirli kireçtaşından oluşan Gaziantep formasyonunun birbiriyle uyumlu olduğunu ve Oligosen - Erken Miyosen yaşlı resifal kireçtaşından oluşan Fırat formasyonunun yerel bir uyumsuzlukla önceki birimleri izlediğini, Orta - Geç Miyosen akarsu - göl çökellerinden oluşan Şelmo formasyonu, Erken Miyosen yaşlı Yavuzeli bazaltı ve Pliyosen akarsu - göl çökellerinden oluşan Harabe formasyonunun yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak yer aldığını belirtmişlerdir.

Yıldırım (2006), ‘‘Diyarbakır İli Hani İlçesi Mermerlerinin Jeolojisi ve Teknolojik Özellikleri’’ adı altında yaptığı çalışmada stratigrafik olarak en altta bulunan Erken Miyosen yaşlı Fırat formasyonunun bol fosilli, beyaz, sarı, bej renkli kireçtaşlarından oluştuğunu bunun üzerine uyumlu olarak yine Erken Miyosen yaşlı Lice formasyonunun geldiğini ifade etmiştir. Bu birimleri açılı uyumsuzlukla örten Üst Miyosen yaşlı Şelmo formasyonu ise karasal yığılımlar şeklindeki çakıltaşı, kumtaşı depoları şeklinde gözlemiştir. Mermer üretiminin Fırat formasyonuna ait resifal kireçtaşının masif görünüşlü bol fosilli üst seviyesinden yapıldığını belirtmiştir.

Bozkaya ve diğ. (2009), GDAO istifinin Amanoslar ve Hazro bölgesinde yüzeylenen birimlerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal açıdan ayrıntıları ile incelemişler. Diyarbakır-Hazro bölgesindeki Silüriyen-Triyas yaşlı birimlerin büyük ölçüde karbonatlı kayaçlardan oluştuğunu, kırıntılı sedimanter kayaçların bütünüyle tabakalanmaya paralel düzlemleri temsil eden yönlenme sergilediğini ve klivaj içermediğini, bütünüyle diyajenez evresini temsil ettiğini belirtmişlerdir.

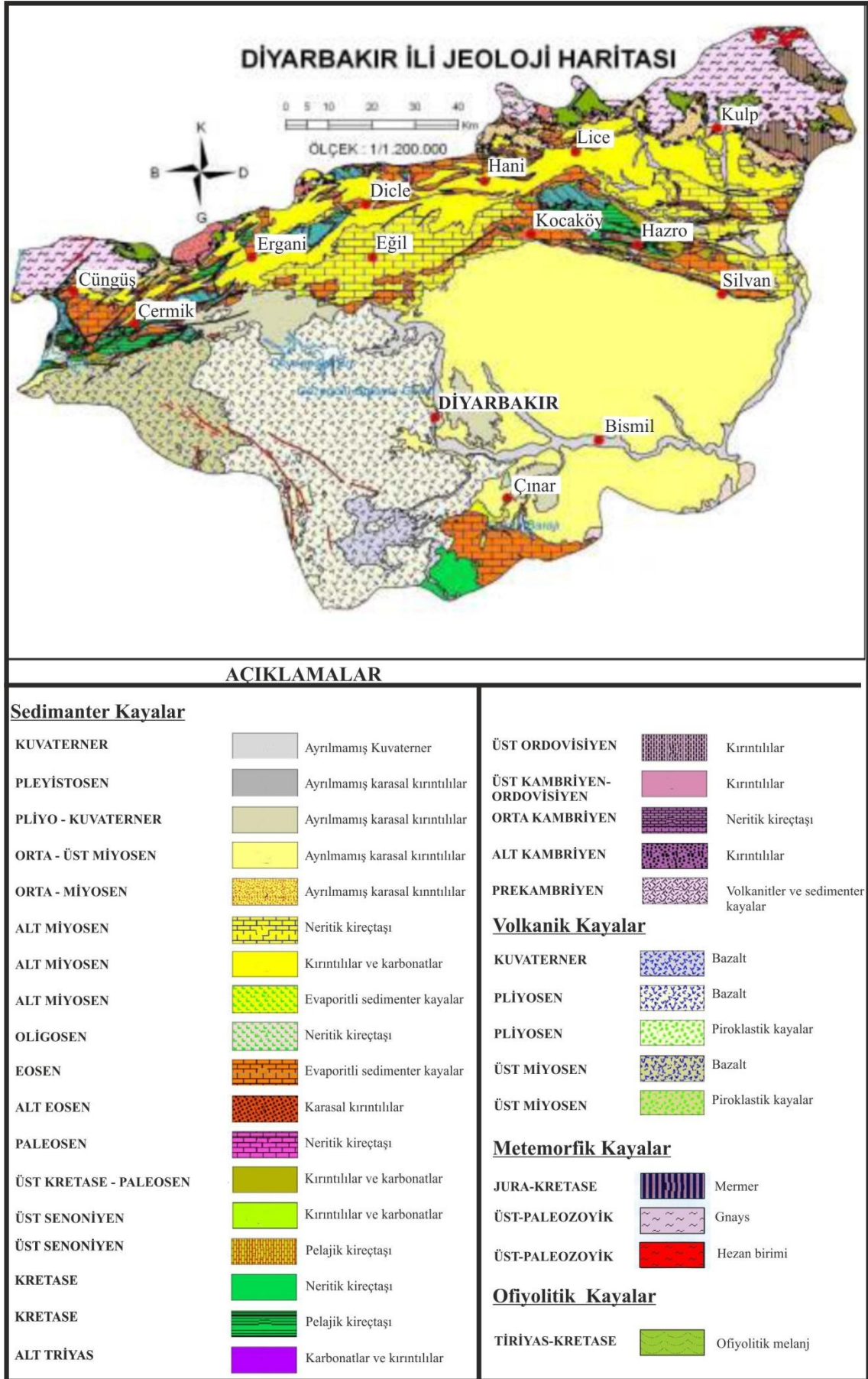
1.5. Bölgesel Jeoloji

Diyarbakır ili, Arap plakası ile Avrasya kıtasının çarpıştığı yere yakın bir konumdadır. Bu çarpışma Diyarbakır'ın ilinin kuzeyinden geçen D-B yönlü bir kenet kuşağı oluşturmuştur. Kenet kuşağı boyunca metamorfik kayalar ile ofiyolitik kayaç birlikleri yoğun olarak mostra vermektedir (Güven ve diğ., 1991, Şekil 1.3.).

Alandaki en yaşlı birim bir bindirme ile kuzeyden güneye Miyosen birimler üzerine doğru hareket eden allokton kütlede oluşmuştur. Üst Kretase'den Miyosene kadar farklı evreleri bilinmekte olup, hat boyunca birçok bindirmenin olduğu bir kuşak oluşmuştur. Jeolojik haritada bir çizgi halinde gösterilen bu kuşak Çermik-Ergani-Eğil-Dicle-Lice-Kulp hattı boyunca gözlenebilmektedir (Genç, 1985). Bu allokton kütledeyi oluşturan en önemli iki üyesini ofiyolitler ve metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Ofiyolitler Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen yaşta olup genellikle serpantinleşmiş ultrabazik kayalardan oluşmaktadır. Metamorfik kayalar egemen olarak mermerlerden oluşmaktadır. Kretase yaşlı kayalar genel olarak ince tabakalı pelajik kireçtaşları ile temsil edilir (Şekil 1.3.). Eosende bölge geniş bir karbonat platformuna dönüşmüş ve bu arada çok kalın kireçtaşı birimler çökelmiştir. Miyosende bölgenin doğusunda sığ şelf karbonatları ve resifal kireçtaşları çökelirken, batısında derin şelfte yer yer kireçtaşı düzeyleri içeren kil-marn, tebeşirli killi kireçtaşı aralanmasından oluşan bir istif çökelmiştir (Genç, 1985).

Bölge Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı'nın güneyindeki Kenar Kıvrımları Kuşağı'nda yer alır. Miyosen, tektonik olayların oldukça etkin olduğu bir dönem olup Midyat grubuna ait birimler regresif olarak çökelimlerini tamamlamış, ardından Miyosen başında bölgenin kuzeyi alçalmaya, deniz seviyesi yükselmeye başlamıştır. Bunun sonucunda transgresif olarak Silvan gurubu çökelmeye başlamıştır. Orta Miyosen başlarında sıkışma tektoniğinin etkinlik kazanmasıyla birlikte Lice formasyonu çökelmiş ve Alt Miyosen çanağı kapanmıştır (Perinçek, 1977).

Güneydoğu Anadolu'nun hemen tamamında yayılım sunan Miyosen çökeltme çanak/çanaklarının evrimi, Neotetis'in güney kolunun kapanmaya başlamasıyla yakından ilişkilidir (Şengör, 1980). Eosen'de okyanus tabanının dalıp batarak tüketilmesi sonucunda farklı tektonik birlikler birbirlerine yakınlaştırılmıştır. Okyanusal levhanın tüketilmesine rağmen Güneydoğu Anadolu genelinde denizel ortam varlığını sürdürmüştür. Bunu giderek sığlaşmasına rağmen denizel çökeltimin sürekliliğinden anlaşılmaktadır (Yılmaz, 1983).



Şekil 1.3. Diyarbakir ili jeoloji haritası (mta.gov.tr).

Kuzey güney yönlü sıkıştırma hareketine bağlı olarak gelişen sıkışma ve kısalma, önce bölgeyi topluca yükseltmeye başlamış yükselme, denizel ortamın giderek sığlaşmasına yol açmıştır. Denizel ortamın çekilmesiyle karaya çıkan otokton birimler, bu dönemde aşındırılmaya başlamış olup bu esnada da kuzey kesimlerde ise denizel ortam, sığlaşmakla birlikte varlığını sürdürmüştür. Denizel olan bu kesimlerin karasal hale gelmesi Orta Miyosen'e denk gelmektedir. Rejyonal ölçekte sığlaşan denizel ortamda Lice gurubunun çökmesine sebep olmuştur. Daha sonra Allohton kütlelerin otokton üzerine ilerlemeleri, otokton karbonat birimleri üzerine kırıntılardan oluşan fliş benzeri bir birim olan Lice formasyonunun çökmesine neden olmuştur (Perinçek, 1977).

Allohton kütlelerin güney sınırı ile otokton arasındaki ortamda gelişen bu türbiditik birim, sıkışma sistemi nedeniyle giderek sığlaşan bir ortamın varlığını göstermektedir. Allohton kütlelerde bu sıkışma sistemine bağlı olarak, kendi içlerinde şariyajlanıp kuzeyden güneye doğru yükselmeye başlamışlardır (Duran ve diğ., 1988).

Sıkışma tektoniğinin Orta Miyosen döneminde etkinlik kazanması Alt Miyosen döneminde oluşan çökelim çanaklarının genelde kapanmasına neden olmuş, böylece, Güneydoğu Anadolu'nun günümüzdeki tektonik konumunu belirleyen sürüklenimler gelişmeye başlamıştır (Perinçek, 1977).

Karacadağ volkanizması Üst Miyosende başlayarak tarihsel zamanlara değin etkin olmuştur (Haksal, 1981). Genellikle bazik lavlarla temsil edilen tipik kalkan şeklinde bir volkandır. Karacadağ volkanizmasında üç ana püskürme dönemi saptanmıştır (Şaroğlu ve Emre, 1987). Diyarbakır'ın kuzeybatısında yer alan bazaltlar, masif, düzgün kırık sistemleriyle kesilmiş, yüzeyde yarı köşeli ve çeşitli boyutlarda sağlam bloklar halindedir (Ercan ve diğ., 1991). Kırık yüzeylerinde, koyu gri tonlarında ve afanitik doku gösterirler (Lustrino ve diğ., 2010; Toprak ve Kavak, 2012).

Bölgede sıkışma kuvvetlerinin etkisinin artmasıyla Üst Miyosen döneminde K-G yönlü açılma çatlakları gelişmiş ve bunun sonucunda Karacadağ volkanitleri bölgedeki daha yaşlı birimleri örtmüştür (Şaroğlu ve Emre 1987).

2. STRATİGRAFİ

Çalışma alanındaki en yaşlı birim, sahada gözlenen, Güneydoğu Anadolu Otoktonuna ait birimlerden, alttan üste doğru alacalı-kırmızımsı renkli çakıltaşı, kumtaşı-şeyl-marn-silttaşı ardalanmalı, Midyat Grubu'na dahil olan Alt Eosen Gercüş formasyonu, bu formasyon üzerine uyumlu olarak Killi-tebeşirli kireçtaşlarından oluşan Alt Eosen-Üst Oligosen Gaziantep formasyonu yer alır. Bunların üzerinde ise Lice Gurubu'na dahil olan, genelde algi kireçtaşlarından oluşan Erken Miyosen, Fırat formasyonu uyumsuz olarak gelir. Fırat formasyonu ile düşey ve yanal geçişli, kumtaşı, kıltaşı, marn, kireçtaşı vb. kayaç türlerinden oluşan Lice formasyonu izlenir. En üstte Kuvaterner alüvyonlar dar bir alanda yer alır (Şekil 2.1.).

2.1. Gercüş Formasyonu (Eg)

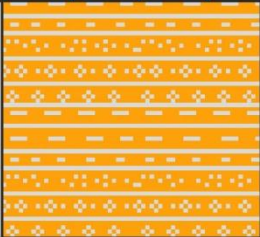
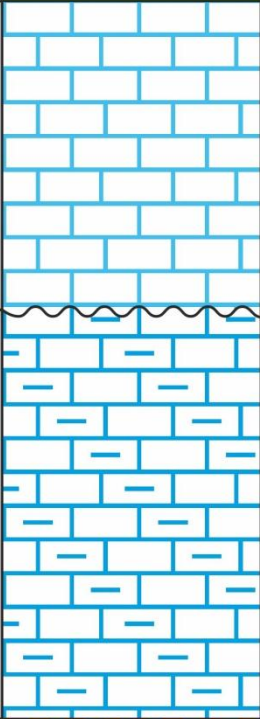
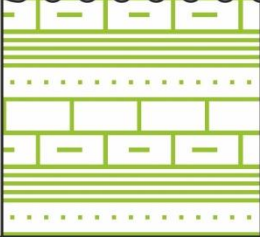

Tanım ve dağılım: Genelde kırmızımsı renkli yer yer ardalama oluşturan çamurtaşı, kumtaşı ve kıltaşlarından oluşan birim ilk kez Maxson (1936) tarafından, "Gercüş formasyonu" olarak adlanmış ve tarif edilmiştir. Bu çalışmada da bu adlama esas alınmıştır.

İnceleme alanında Pekmezciler ve Balım köylerinin Güneybatısında Dicle Nehri yatağı boyunca yüzeylediği gözlenmektedir (Ek-1).

Litoloji: Gercüş formasyonu, sahada tipik alacalı rengi ve fiziksel özellikleri ile kolay ayırtlanan bir birimdir. Gercüş formasyonu, ince-orta-kalın tabakalı ve çapraz katmanlanmalı, kızıl kahve, gri, kırmızı, kirli beyaz, yeşilimsi gri renkli, kumtaşı, silttaşı, kıltaşı, konglomera, marn vb. kırıntılı kayaçlardan oluşur. Üst seviyelerde beyaz renkli, tebeşirli kireçtaşı ara düzeyleri kapsar. Konglomeralar polijenik karakterdedir. Tabandaki kumtaşları fosillidir. Birim içinde yer yer ince dolomit ve jips ara seviyeleri izlenir (Duran ve diğ., 1988; Şekil 2.2).

Dokanak ilişkileri: Birim, inceleme alanında yüzlek vermeyen Antak formasyonunu uyumsuz olarak örtmektedir. Antak formasyonu ile Gercüş formasyonunun ayırımı güçtür. Bu nedenle de dokanak ilişkisinin uyumsuz olabileceği yorumlanmaktadır (Duran ve diğ., 1988). Üstte ise Gaziantep formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülür (Duran ve Yılmaz, 1997).

Bölgesel olarak kalınlığı 0-750 metre arasında değişir (Duran ve Yılmaz, 1997). İnceleme alanında Gercüş formasyonu 0-100 metre kalınlığa sahiptir (MTA, 2008).

S E N O Z O Y İ K				ÜST SİSTEM				
				SİSTEM	SERİ	GURUP	FORMASYON	SİMGELER
PALEOJEN	Alt Eosen	Alt Eosen-Üst Oligosen	MİDYAT GURUBU	GazİANTEPE.	Eg	116-126mt		Konglomera, Kumtaşı, Kiltası vb.
NEOJEN	Alt Miyosen	Alt Miyosen	SILVAN GURUBU	FIRAT F.	Mf	0-200mt		Kireçtaşı
				LİCE F.	MI	100-200mt		Silttaşı, Kumtaşı, Marn, Şeyl, Kireçtaşı
				ALÜVYON	Qal	0-50mt		Alüvyon
								Diskonformite

Şekil 2.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti (ölçeksiz).



Şekil 2.2. Gercüş formasyonundaki kirli beyaz, yeşilimsi, gri renkli, kumtaşlarından bir görünüm (Pekmezciler Köyü., Çekim yönü Kuzeydoğu; Koordinatlar: X: 592805E Y: 4240209N Z: 738 m.).

Fosil kapsamı ve yaşı: Gercüş formasyonuna günümüze değin fosil içeriğine dayalı bir yaş verilememiştir. Üzerinde yeralan Orta Eosen-Alt Eosen Hoya/Kavalköy formasyonları ile olan uyumlu ilişkilerine bakılarak kronostratigrafik yerinin Alt Eosen olabileceği kabul edilmiştir (Duran ve diğ., 1988).

Çökeltme ortamı: Gölsel-lagün-flüvyal-taşkın ovası-kıyı ovası-örgülü akarsu-alüvyal fan-alüvyon yelpaze ortamlarında çökelmiştir (Duran ve diğ., 1988).

Deneştirme: Birim daha önce Kırmızı marnlar (Ekim ve diğ., 1961), Çuvaldız formasyonu (Schmidt, 1961), Çetirge formasyonu (Durkee, 1961) gibi isimlerle de tanıtılmıştır.

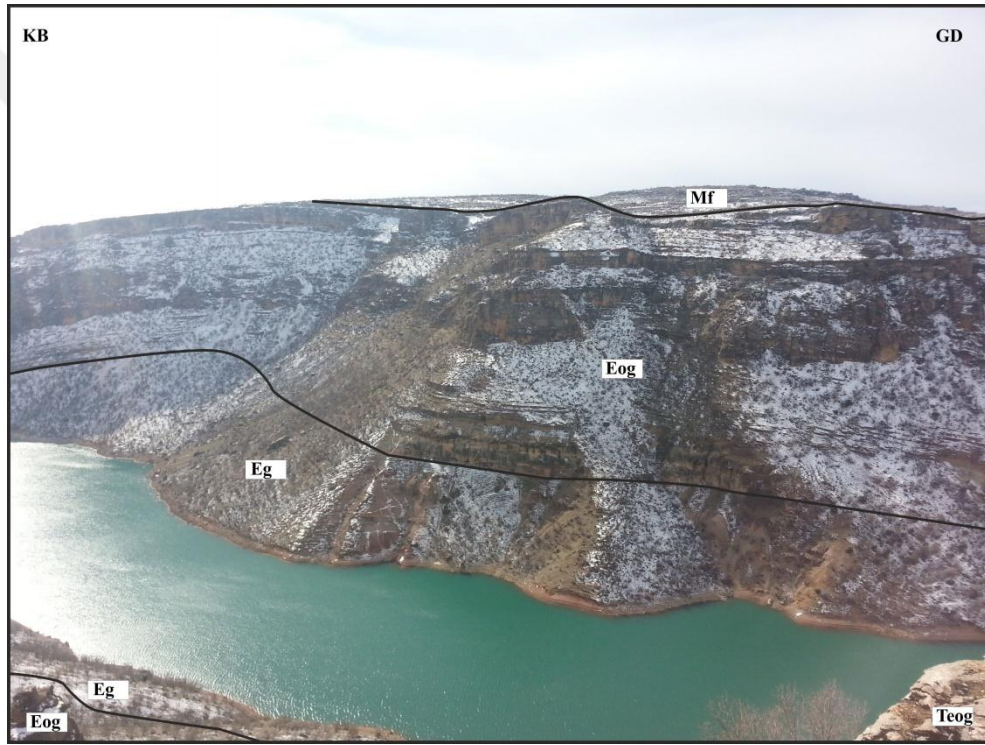
2.2. Gaziantep Formasyonu (Eog)

Tanım ve dağılım: Killi, tebeşirli kireçtaşlarından oluşan formasyon Peksü (1958) tarafından adlandırılmıştır. Bu çalışmada da bu adlama esas alınmıştır.

İnceleme alanında Pekmezciler ve Balım köylerinin Güneybatısında Dicle Nehri yatağı boyunca Gercüş formasyonu üzerinde yüzelediği gözlenmektedir (Ek-1).

Litoloji: Sahada tipik tebeşirli görünümü ve yumuşak topografya oluşturmasıyla karakteristiktir. Birim tebeşirli kireçtaşı, tebeşirli marn, mercek ve kanal görünümlü kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşlarının egemen olduğu litolojilerden oluşmaktadır. Genellikle beyaz-krem renkli, yumuşak-sertçe, çok ince-orta katmanlı, bol tebeşirli, killi, bol çört nodüllü ve çört ara bantlı, bol fosilli ve porozitelidir. Kireçtaşı üyesi beyaz krem renkli, orta- kalın yer yer som tabakalı, bol fosilli ve algli yığmak tipi karbonat fasiyesleri ile ince/orta tabakalı, karbonat kum fasiyeslerinden oluşur (Duran ve diğ., 1988).

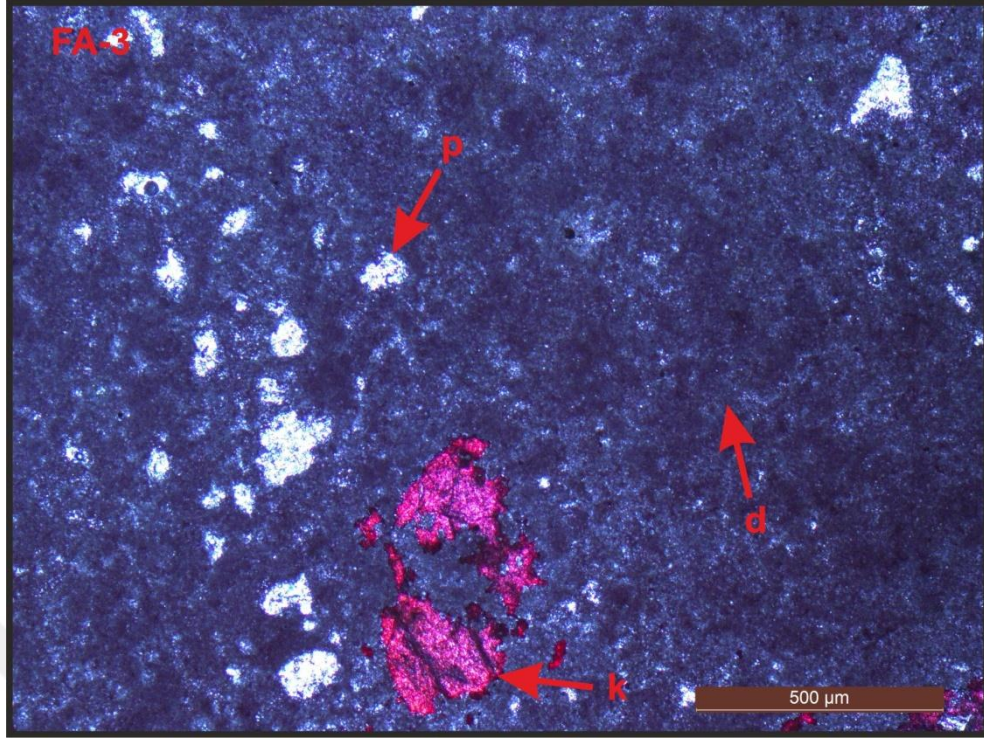
İnceleme alanında kireçtaşları krem, bej, gri, beyaz, kirli beyaz renkli, orta kalın- çok kalın tabakalı, yer yer som, yer yer iyi gözenekli, bol fosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.3).



Şekil 2.3. Gercüş (Eg), Gaziantep (Eog), ve Fırat (Mf) formasyonları arasındaki sınır ilişkisinden bir görünüm, (Pekmezçiler Köyü; Çekim yönü Kuzdoğu; Koordinatlar: X: 594335E Y: 4239158N Z: 853 m.).

Çalışma alanından alınan dolomit örnekleri ince kesitlerde saf dolomit, kalsitik dolomit ve dolomitik kireçtaşı olarak belirlenmiştir. Dolomitler mikro-orta boyutlu, özşekilsiz, ksenotopik dokulu ve kristal sınırları girintili çıkıntılı kristallerden oluşmaktadır (Şekil 2.4.).

Kireçtaşlarında bol miktarda fosil, kavkı parçaları ve az miktarda intraklast taneleri görülmekte olup, bağlayıcı olarak sparit ve mikrit bulunmaktadır. (Şekil 2.5.).



Şekil 2.4. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri ve gözenekler kalsit dolgulu dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FA-3; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).

Dokanak ilişkileri: Gercüş formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alan Gaziantep formasyonu üstte Erken Miyosen Fırat formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Duran ve Yılmaz, 1997).

Kalınlığı 200-1100 m. arasında değişir (Duran ve Yılmaz, 1997). İnceleme alanında birimin kalınlığının 116-126 m. arasında değiştiği tespit edilmiştir.

Fosil kapsamı ve yaşı: Gaziantep formasyonu, foraminiferlerden *Victoriella sp.*, *Miogypsium sp.*, *Operculina sp.*, *Elphidium sp.*, *Spiroclypeus sp.*, *Globoigerinoides sp.*, *Rotalia sp.*, *Amphistegina sp.*, ve *Lepidocyclina sp.* fosilleri içermektedir. Bu fosil topluluğuna göre Gaziantep formasyonunun yaşı Alt Eosen (Priyaboniyen)-Üst Oligosen (Şattiyen)'dir (Duran ve diğ., 1988 ve 1989).

Kireçtaşlarından alınan örneklerde bentik foraminiferlerden *Heterostegina sp.*, *Miogypsinoidea complanatus* (SCHLUMBERGER), *Miogypsina polymorpha* (RUTTEN), *Miogypsina sp.*, *Operculina sp.*, *Globoigerinoides sp.*, *Amphistegina sp.*, ve *Lepidocyclina sp.* fosilleri saptanmıştır (Şekil 2.6-2.7). Bu foraminifer topluluğundan *Miogypsinoidea complanatus* (SCHLUMBERGER), *Miogypsina polymorpha*

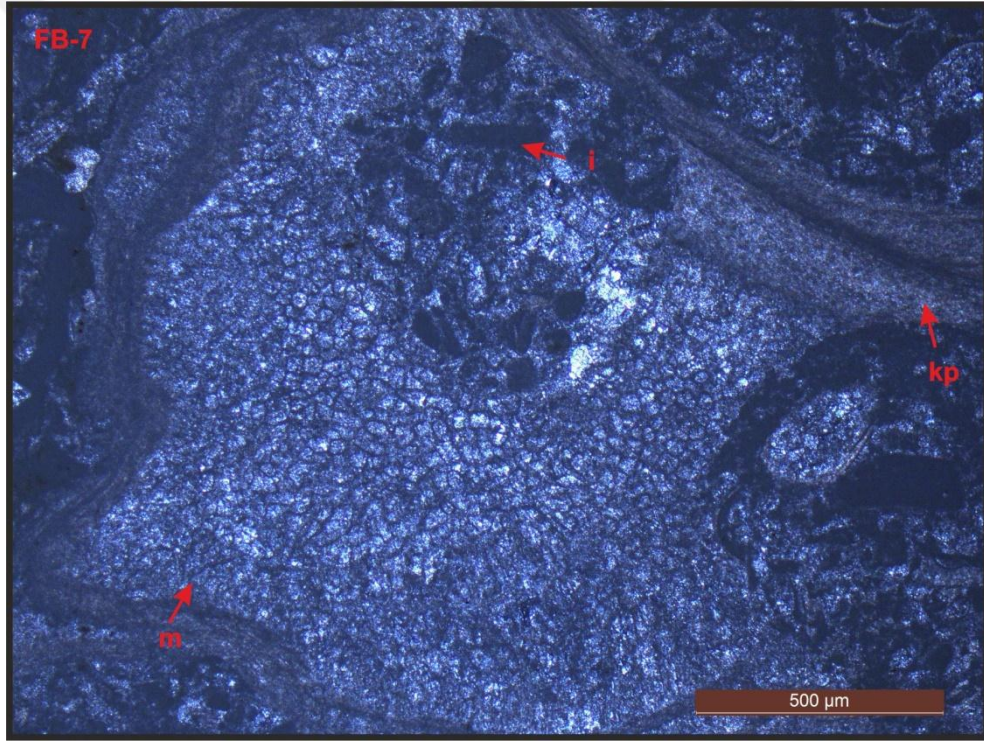
(RUTTEN)., *Miogypsina sp.*, *Heterostegina* ve *Lepidocyclina*'lar Üst Oligosen'i (Şattiyen) göstermektedir.

Bentik foraminifer faunasına Miliolidae, Kırmızı algler, gastropods, bryozoa, bivalve kavkı parçaları ve mercanlar eşlik etmiştir (Şekil 2.5-2.8.).

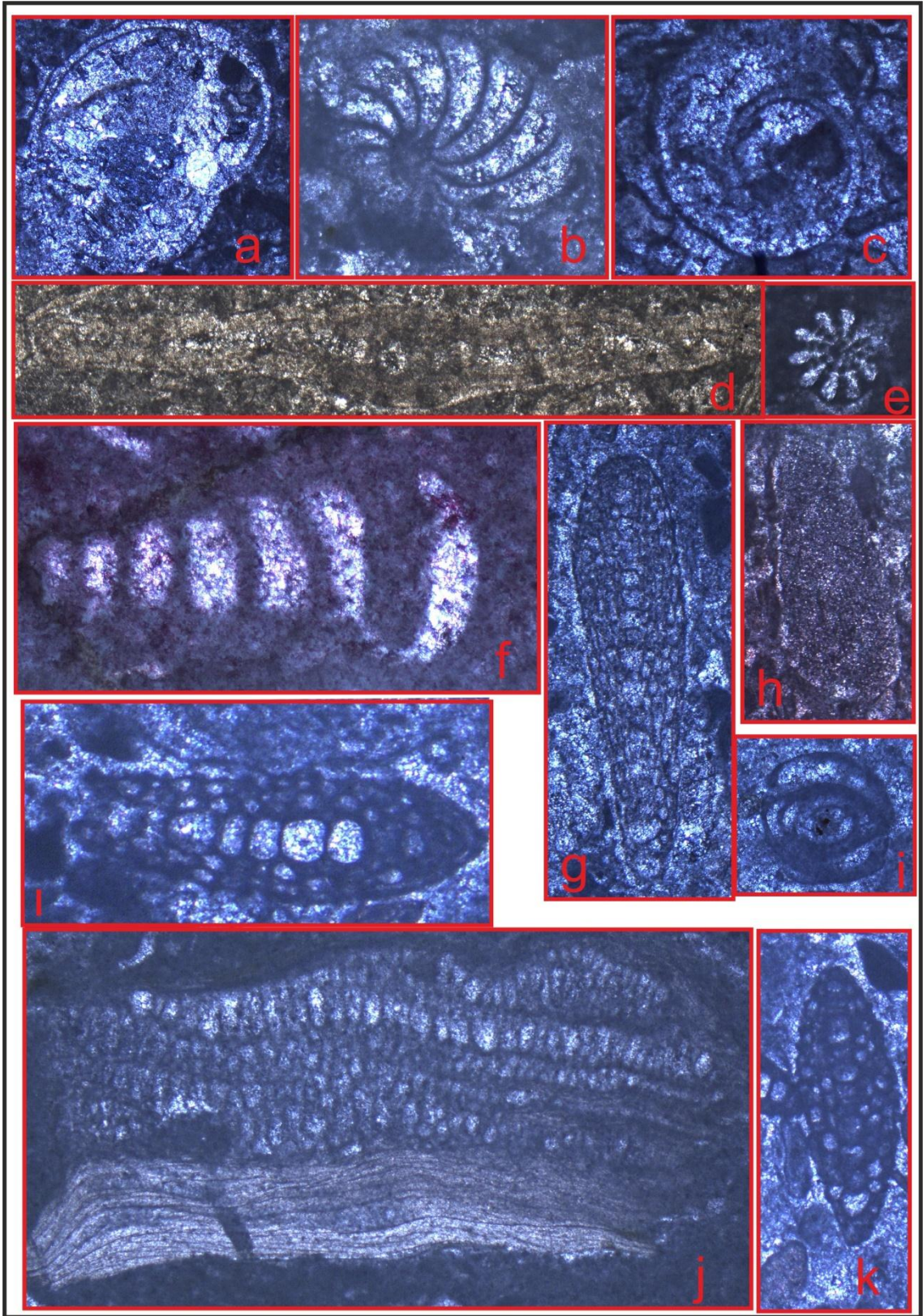
Bu çalışmada da birimin yaşı olarak Duran ve diğ., (1988), belirlediği Alt Eosen (Priyaboniyen)-Üst Oligosen (Şattiyen) yaş aralığı kabul edilmiştir.

Çökeltme ortamı: Birim havza-yamaç-yamaç ötesi-Şelf kenarı-karbonat kum sığılıkları-resifal/bank ortamlarında çökelmiştir (Duran ve diğerleri, 1989).

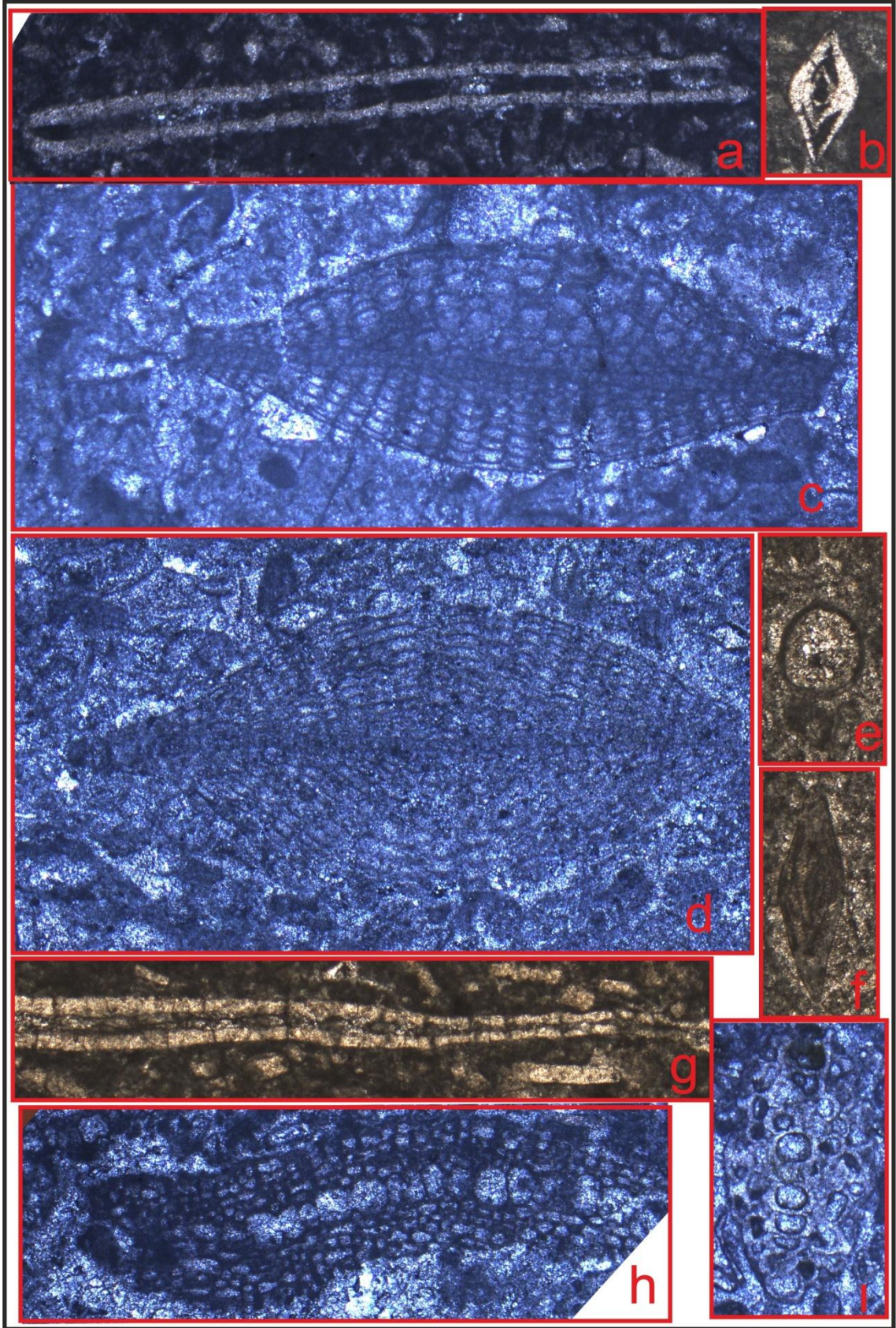
Kireçtaşlarından alınan örneklerde, sığ su ortamını karakterize eden bentik foraminifer zonu tanımlamıştır. Bu foraminiferler kireçtaşlarının sığ denizel koşullarda şelf lagünü-resifal ortamda çökeldiğini belirtmektedir.



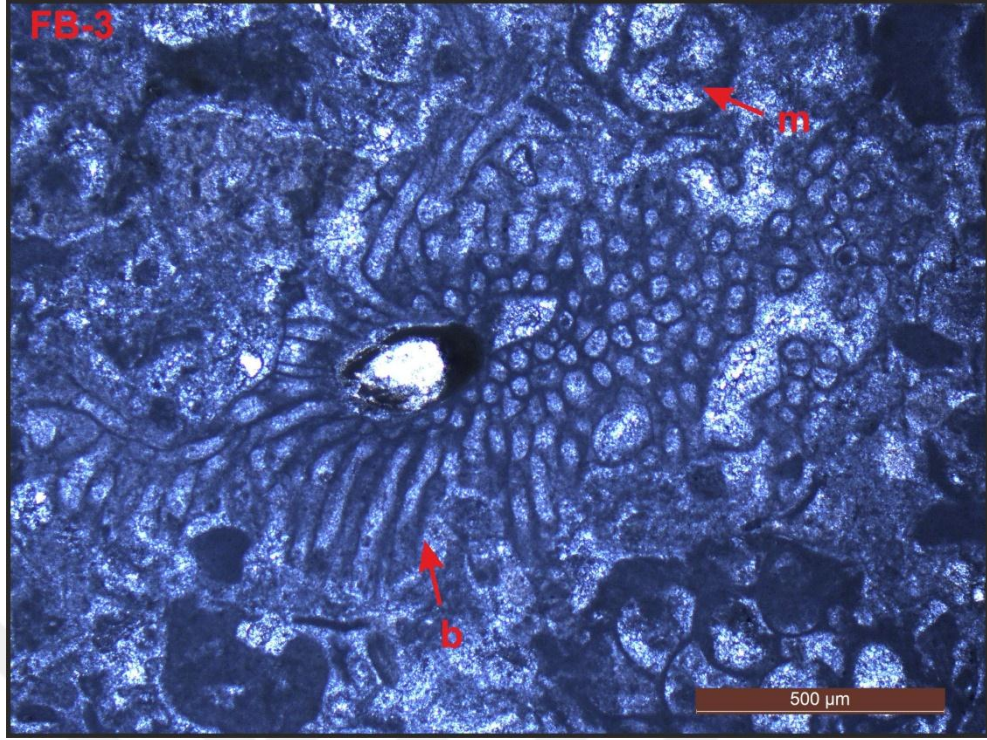
Şekil 2.5. Mercan tanesi, kavkı parçası ve intraklast içeren fosilli kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: Tanetaşı; N: FB-7; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: mercan, i: intraklast, kp: kavkı parçası).



Şekil 2.6. Gaziantep formasyonuna ait fosiller (a-c-f: gastropods; b: Operculina sp (ekvatoryal kesit); d: *Heterostegina*; e: Ekinid diki; g-ı-k: *Miogypsinoides complanatus* (SCHLUMBERGER) (eksenel kesit); h: kırmızı alg; i: Miliolidae; J: Bivalve kavkı parçası ve mercan).



Şekil 2.7. Gaziantep formasyonuna ait foraminiferler (a-g: *Operculina sp* (aksiyal kesit) b: *Amphistegina sp* (aksiyal kesit); c-d: *Lepidocyclina sp* (aksiyal kesit); e: *Globigerina*; f: *Nummulites* h: *Miogypsina polymorpha* (RUTTEN); i: *Miogypsina sp*).



Şekil 2.8. Sparitle ve az miktarda mikritle tutturulmuş, fosilli kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: Tanetaşı; N: FB-3; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: miliolidae, b: bryozoa).

Deneştirme: Birim Midyat kireçtaşı (Foley, 1937), Midyat kalkerleri (Tolun, 1954), Eosen kalkerleri serisi (Tolun, 1955), Dibe formasyonu (Periam ve Krummenacher, 1958), Pevirge formasyonu (Wilson ve Krummenacher, 1959), Çetirge formasyonu, Çuvaldız formasyonu (Bryant, 1960) ve Çeviktepe formasyonu (Schmidt, 1961) gibi isimlerle tanıtılmıştır.

2.3. Fırat Formasyonu (Mf)

Tanım ve dağılım: Genelde algi kireçtaşlarından oluşan formasyon, Peksü (1969) tarafından adlandırılmıştır.

Formasyonun tip kesiti, Diyarbakır ili Hazro-Silvan ilçeleri dolayında izlenir. Çalışma alanının egemen litolojisi olan Fırat formasyonu Diyarbakır ili Eğil ilçesi, Pekmezciler, Baysu, Balım ve Ilgın köyleri çevresinde yüzeylemektedir (Ek-1).

Litoloji: Fırat formasyonu, altta krem-beyazımsı-kirli sarı renkli, orta kalın tabakalı, yer yer tabakasız kireçtaşları ile başlamakta, bunların üzerine kirli, sarı renkli, orta-kalın tabakalı, bol çört yumrulu ve bol fosil kavkılı kireçtaşı gelmektedir. En üst bölümünü ise en üst bölümünü ise beyazımsı krem-kirli sarı renkli, kalın-çok kalın

tabakalı, az çört yumrulu, bol ekinid, ostrea, gastropod ve lamelli biyoklastik kireçtaşları oluşturmaktadır (Usta ve Beyazçiçek, 2006).

İnceleme alanında, Fırat formasyonu krem, bej, gri, pembemsi, kırmızımsı, bol kırmızı algli, masif ve orta-kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.9).

Kireçtaşı ince kesitlerde tanetaşı olarak belirlenmiştir. Tanetaşlarında bol miktarda fosil ve az miktarda intraklast taneleri görülmekte olup bağlayıcı olarak sparit ve az miktarda mikrit bağlayıcı bulunmaktadır (Şekil 2.10.).

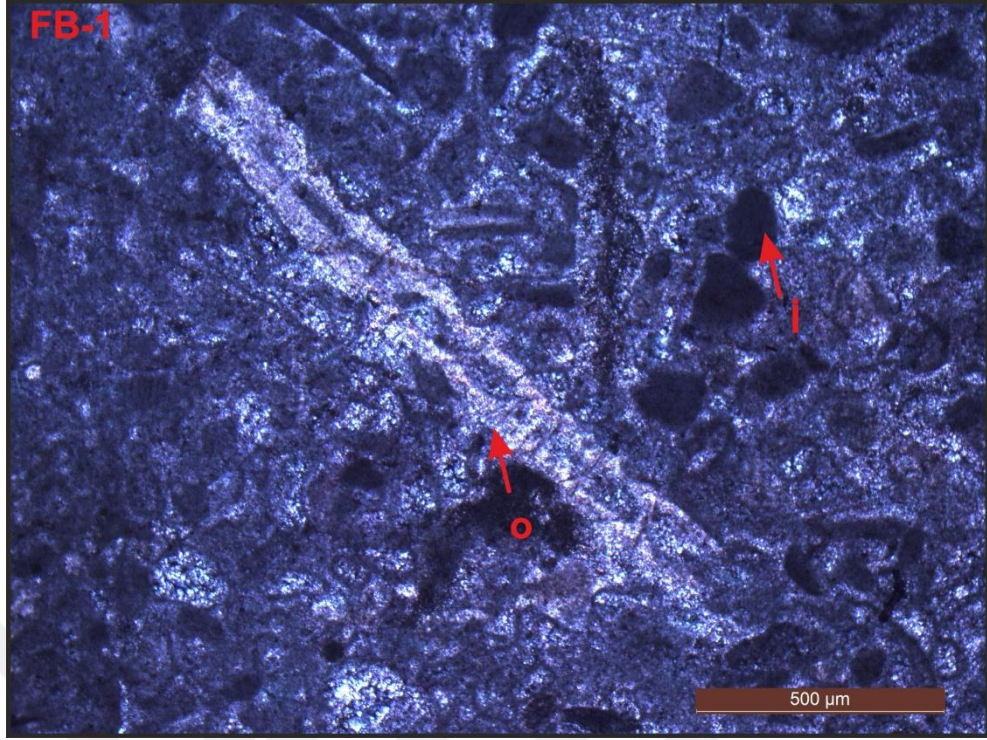


Şekil 2.9. Fırat formasyonu kireçtaşlarından bir görünüm, (Bahçedere Köyü; Çekim yönü Doğu-Batı). (Koordinatlar: X: 591302E Y: 4241933N Z: 731 m.).

Dokanak ilişkileri: Fırat formasyonu inceleme alanında geniş bir yayılıma sahiptir. Fırat formasyonu altta Gaziantep formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almakta olup, üstte ise Lice formasyonu ile geçişlidir (Duran ve Yılmaz, 1997).

Fırat formasyonunun kalınlığı 0-200 metre arasında değişir (Açıkbaş ve Baştuğ, 1975; Yılmaz, 1982; Duran ve Yılmaz, 1997).

Fosil kapsamı ve yaşı: Formasyonu oluşturan kireçtaşlarından derlenen örneklerde bentonik foraminiferlerden *Quinqueloculina* sp., *Sigmoilopsis* sp., *Elphidium* sp., *Criproelphidium* sp., *Cibicidoides* sp., *Peneroplis* sp., *Borelis* sp. ve *Archaias* sp. içermektedir. Bu fosillere göre formasyonun yaşı Alt Miyosen (Burdigaliyen)'dir (Terlemez ve diğ., 1992; Şekil 2.10.).



Şekil 2.10. Bol fosilli, intraklast taneli sparit bağlayıcılı kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: Tanetaşı; N: FB-1; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; o: operculina sp, i: intraklast).

Çökelme ortamı: Birim, kuzeyden güney-güneydoğuya doğru transgresif olarak ilerleyen denizin, şelf kenarı ve gerisindeki sığlıklarda bank/resif tipi yığınak karbonatları şeklinde çökelmiştir (Tanyol ve diğerleri, 1997).

Deneştirme: Birim: "*Garzan formasyonu*" (Perry ve Yalçın, 1957a); "*Fars formasyonu içinde "Lower Fars"*" (Kellogg, 1960b); "*Siirt gurubu*" içinde bir birim (Blakslee ve diğ.. 1960); "*Silvan formasyonu*" (Tolun, 1960; Stratum, 1963; Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Bozorgnia, 1967; Kellogg, 1972; Baştuğ, 1980; "*Çevikgroup*" içinde bir birim (Blakslee ve diğ., 1960); "*Germik formasyonu*" İçinde "*Germik (Eski Garzan) kalkeri*" (Bolgi, 1961) gibi isimlerle tanıtılmıştır.

2.4. Lice Formasyonu (M1)

Tanım ve dağılım: Kumtaşı, kıltaşı, marn, kireçtaşı kaya türlerinden oluşan formasyon, Tuna, (1973'dan), Koaster (1963) ile Stratum (1963) tarafından adlandırılmıştır.

İnceleme alanında Bahçedere Köyünün kuzey kesimlerinde yüzeylemektedir (Ek 1).

Litoloji: Lice formasyonu, ince-orta, yer yer kalın tabakalı, gri, koyu gri, sarımsı gri, yeşilimsi gri, krem, bej, sarı vb. renklerde kumtaşı, şeyll, marn ve kireçtaşı ardalananmasından oluşur. Birim içinde killi kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve konglomera düzeyleri izlenir. Yer yer alg, lamelli, gastropod, ekinid kavkı parçaları kapsayan formasyon, bol planktik foraminiferlidir ve türbiditik karakterdedir. Kumtaşları sarımsı boz, gri, yeşil renkli, ince-orta tabakalanmalı, ince-orta taneli, polijenik elemanlı, orta-kötü boylanmalı, paralel laminalı, çapraz tabakalanmalı, derecelenmeli, sert, kırılğan ve karbonat çimentoludur. Silttaşları gri, yeşil renklidir. Marnlar yeşilimsi boz, gri, yeşil renkli, ince tabakalı, sertçe, yer yer ince kumtaşı ara bantlıdır. Şeyller yeşilimsi boz, gri renkli, karbonatlı, laminalı ve dağılgandır. Kireçtaşları sarımsı gri renkli, ince tabakalı, bol planktik foraminiferli, ekinid plakalı, kırmızı algli, bentik fosilli, polijenik karbonat çakıllı, killi, siltli, çok ince kumlu, yer yer düz katmanlı, istiftaşı niteliklidir (Sungurlu, 1973 ve 1974a; Perinçek, 1979b; Duran ve diğ., 1988 ve 1989).

Dokanak ilişkileri: İnceleme alanında yüzlek vermeyen, Koçalı karmaşığı, Hezan birimi ve Çüngüş formasyonu gibi allokton kütlelerle tektoniktir. İnceleme alanında Fırat formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir (Duran ve Yılmaz, 1997).

Kalınlığı en fazla 819 m ölçülen formasyon, Hazro yükseliminin kuzeyinde 100-200 metre kalınlığa sahiptir (Perinçek, 1979b).

Fosil kapsamı ve yaşı: Duran ve diğ., (1988), Lice formasyonunun içerisinde bol olarak gözlenen *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. immaturus* LEROY, *G. primordius* BLOW ve BANNER, *Globigerina ciperoensis* BOLLI ve *G. praebulloides* BLOW gibi planktonik fosillere dayanarak birimin yaşının Burdigaliyen-Akitaniyen (Alt Miyosen) olduğunu belirtmişlerdir (Duran ve Yılmaz, 1997).

Çökeltme ortamı: Lice formasyonu açık Şelf-yamaç-yamaç ötesi-havza-deniz altı yelpaze ortamlarında çökelmiştir (Duran ve diğ., 1988, 1989).

Deneştirme: Birim; *Fars grubu* (Badgley, 1957a, b), *Dicle formasyonu* (Temple ve Yalçın, 1958a, b, c), *Fars formasyonu* (Kellog, 1960a), *Kuzgun formasyonu* (Gürpınar ve Gözübol, 1979) gibi adlarla da incelenmiştir.

2.5. Alüvyonlar (Qal)

Akarsu yatakları, çöküntü alanları ve ovalarda biriken tutturulmamış veya çok az tutturulmuş çakıl, kum, kil, silt ve çamurlardan oluşmaktadır.

3. TEKTONİK VE PALEOCOĞRAFİK GELİŞİMİ

3.1. Tektonik

Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı, kuzeyde Toros ve güneyde ise Arap platformları ile sınırlanan Neotetis'in güney kolunun Geç Kretase-Miyosen zaman aralığındaki evrimini kapsayan jeolojik olayların neticesinde gelişmiştir (Yılmaz ve diğ., 1993).

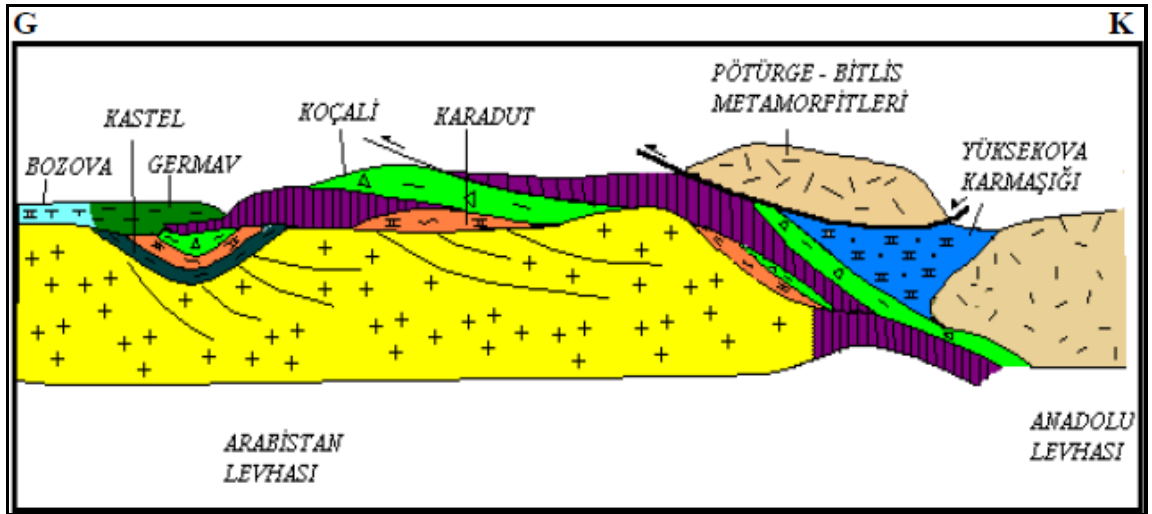
Güneydoğu Anadolu'da ilki Geç Kretase (Kampaniyen) diğeri ise Miyosen sonunda olmak üzere iki büyük tektonik aktivitenin varlığı stratigrafik istiflerde görülmektedir. Geç Kretase'deki tektonik faaliyetler bölge genelinde ve çalışma alanında petrol için ana, hazne ve örtü kaya fasiyeslerini doğrudan etkilemiştir. Miyosen sonunda gelişen yeni tektonik aktivitenin etkisiyle, Geç Kretase de oluşmuş bazı yapılar yeniden deformasyona uğramış ve aynı zamanda, Arap Plakası'nın ön ülkesi de etkilenmiştir. Güneydoğu Anadolu, günümüzdeki yapısal konumunu bu evrede kazanmıştır (Sungurlu, 1974).

Güneydoğu Anadolu'da Orta Miyosen (Serravaliyen) esnasında Çüngüş havzasının da kapanmasıyla Arabistan-Avrasya çarpışması başlamış ve bu çarpışma sonucunda oluşan Anadolu bloğu batıya doğru kaçmaya ve parçalanmaya başlamıştır. Böylece, Türkiye orojenik yapısı Paleotektonik evrimini tamamlayarak Arabistan-Avrasya çarpışmasıyla Neotektonik dönem başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Doğu Anadolu ve Batı İran boylamlarında Avrasya ile Arap kıtası arasında yer alan son okyanus kabuğunun da yok olmasıyla sonuçlanan Orta Miyosen yaşlı bu çarpışma ile birlikte, kalınlığı fazla olan kıtasal kabuk okyanusal kabuk gibi dalamayacağından, Türk-İran platosu sınırları içerisinde kalan kıta kabuğunun yamulması başlamıştır. Çarpışma cephesinin (Bitlis-Zağros dağ kuşağı) ard ülkesindeki kıta kabuğu yaklaşmayı kısıp kalınlaşarak karşılaşmış, ancak gittikçe artan kabuk kalınlığı ve buna paralel olarak artan litostatik basınç bu tür yamulmayı gittikçe zorlaştırmıştır. Sonuçta Orta ve Batı Anadolu'yu kapsayan bir Anadolu levhası, meydana gelen Kuzey ve Doğu Anadolu fay zonları boyunca Doğu Anadolu sıkışma bölgesinden batıya, kolaylıkla dalabilen Doğu Akdeniz litosferinin üzerine itilmeye başlamıştır (Şekil 3.1).

transgresyonu, 3. Erken Miyosen transgresyonu, 4. Geç Miyosen transgresyonu izlemiştir.

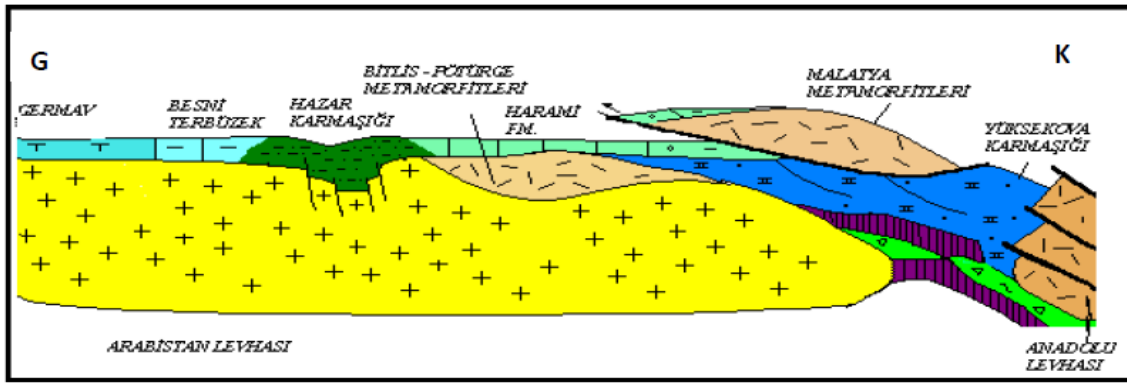
Tektonik etkinliğin Erken Maestrihtiyen sonunda Toros orojenik kuşağında azalmasına paralel olarak, güneyde Arabistan kıtası şelfinde sakin bir dönem başlamıştır. Şelf alanında güneyden kuzeye doğru gelişen transgresyon ile Koçalı ve Karadut karmaşıkları önce kırıntılı kayalarla temsil olan Terbüzek çakıltası üyesi-Antak formasyonu, sedimentasyonun sürmesiyle karbonat ile temsil olunan Besni formasyonu tarafından örtülmüştür (Şekil 3.2. Sungurlu, 1974; Perinçek, 1979a ve 1980).



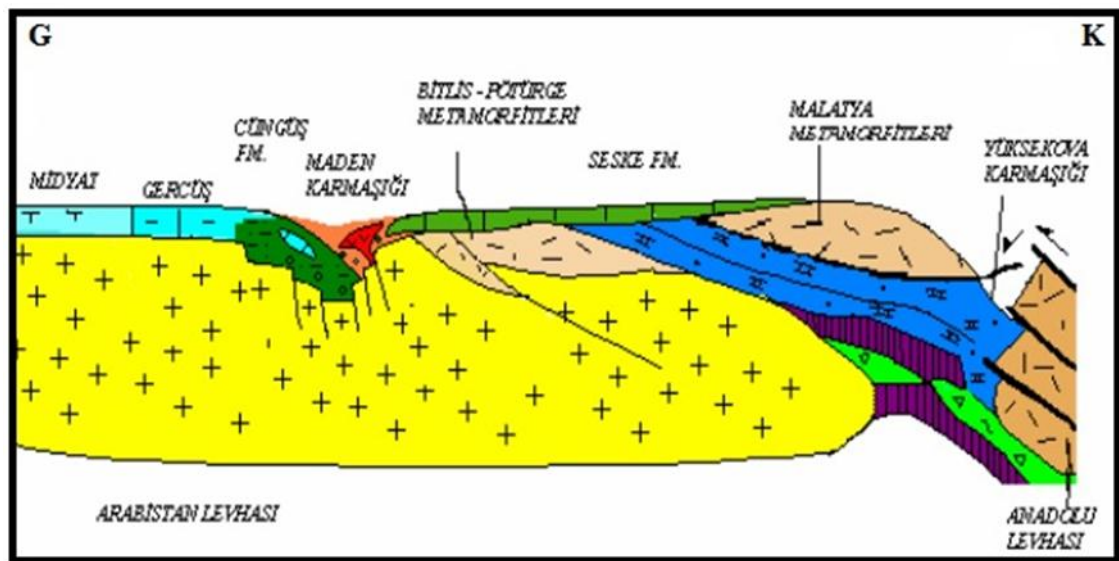
Şekil 3.2. Maestrihtiyen'de Kastel ve Bozova Formasyonlarının şematize enine kesiti (Perinçek, 1977).

Ortam koşullarının giderek durağanlaşması ve denizin kısmen derinleşmesi ile Üst Maestrihtiyen karbonatı üstte ve yanal yönde güneye doğru yerini Germav formasyonu'na bırakmıştır (Şekil 3.3, Tuna, 1973).

Erken Paleosen tektonizmasının güneyde Arabistan kıtası şelfindeki izleri yer yer görülmektedir (Perinçek, 1980). Erken Paleosen tektonizmasının etkisi ile kenar kıvrımları kuşağının kuzey kenarında regresyon başlamıştır. Erken Paleosen sonrasında tektonik etkinliğin azalmasıyla Geç Paleosen transgresyonunu Erken Eosen transgresyonu izlemiş ve taban çakıltası özellikli Gerçüş formasyonu ve bununla dereceli geçişli olarak Midyat formasyonu çökelmeye başlamıştır (Perinçek, 1977; Şekil 3.4).



Şekil 3.3. Üst Maestrihtiyen-Paleosen'de Besni ve Germav formasyonlarının şematize enine kesiti (Perinçek, 1977).



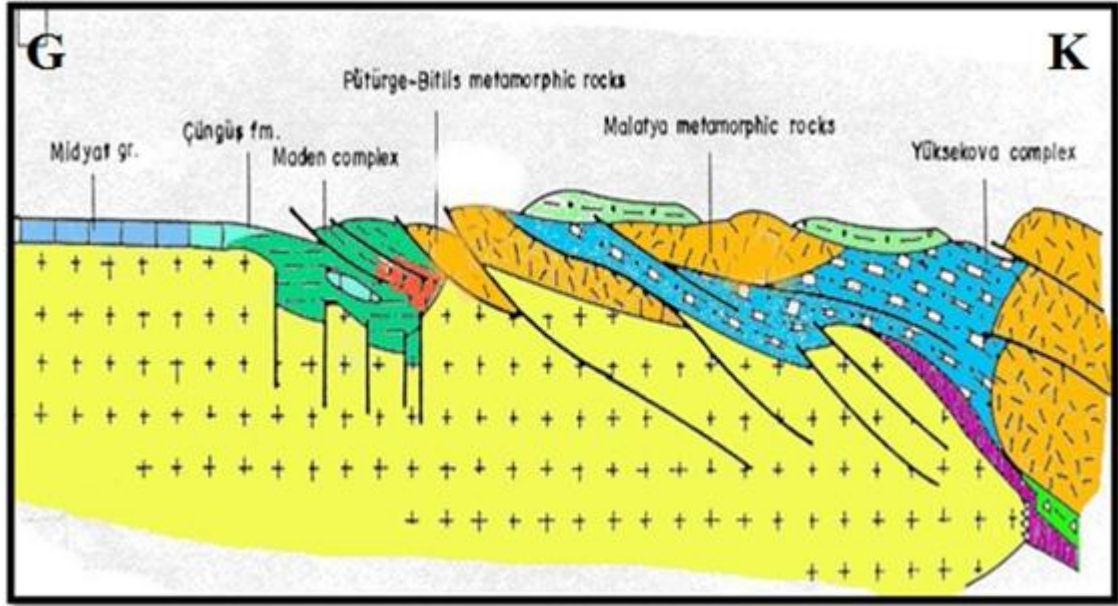
Şekil 3.4. Eosen'de Maden Karmaşığı, Gercüş ve Midyat formasyonlarının şematize enine kesiti (Perinçek, 1977).

Toros Orojenik kuşağında Orta Eosen dönemi kabukta gerilme tektoniğinin etkin olduğu, genelde deniz seviyesinin yükseldiği, genişleme rejimi ile temsil edilir. Maden karmaşığı bu dönemde kenarları normal faylarla sınırlı bir havzada çökelmiştir. Bu çalışma sırasında elde edilen bulgular Güneydoğu Anadolu'nun hemen hemen tümünün sular altında kaldığını gösterir (Duran ve diğ., 1988).

Toros orojenik kuşağında Orta Eosen boyunca izlenen genişleme rejimi yerini Geç Eosen'de sıkışma rejimine bırakmıştır. Orta Eosen sonrası Geç Eosen başlarında etkin olan tektonik fazın etkisiyle Arabistan kıtası şelfinde bir regresyon olayı başlamıştır. (Perinçek, 1977).

Orta Eosen sonrasında Yüksekova Karmaşı'ğının oluştuğu yer korunmuş, okyanus alanları tümüyle kapanmış, Yüksekova Karmaşı'ğı, Pötürge-Bitlis ve Malatya Metamorfikleri ile birlikte Arabistan Levhası üzerine itilmişlerdir (Perinçek, 1977).

Kuzeydeki okyanusun kapanması ile paralel olarak gelişen bindirme ve sürüklenimler Arabistan Levhası'nda da kısalma yapmıştır. Maden grubunun çökeltme çanağı kapanırken yükselen istif güneydeki çanağa olistolitler vermiştir (Perinçek, 1977, Şekil 3.5.).



Şekil 3.5. Maden Grubunun çökeltme çanağının kapanımı (Perinçek, 1977).

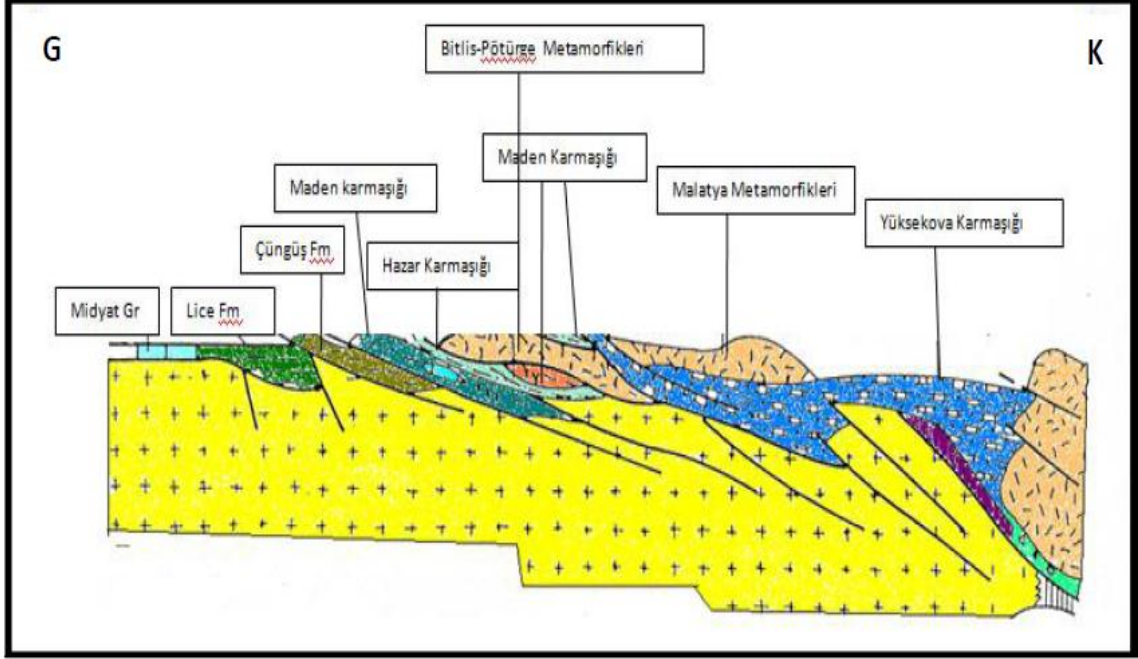
Geç Eosen-Oligosen (Tersiyer)'de güneyde Mıdyat formasyonu çökelmeye devam etmiştir (Perinçek, 1977).

Güneydoğu Anadolu'nun otokton şelf alanını etkileyen Orta Eosen sonrası tektonizma regresyona neden olduğu gibi, Eosen-Oligosen denizinin geometrisini de değiştirmiştir. Böylece gelişen yan kapalı havzalarda Germik formasyonunun evaporitleri ve sınırlı ortam karbonatları çökelmiştir (Perinçek, 1977).

Arabistan şelfinin kuzey kenarını temsil eden Güneydoğu Anadolu şelfinde Orta Eosen sonrası tektonik aktivitenin azalması nedeniyle deniz seviyesi Geç Eosen-Oligosen döneminde sürekli düşmüştür. Geç Miyosen de bölgenin kuzeyi alçalmaya, deniz seviyesi yükselmeye başlamış ve bunun ürünü olarak transgresif bir istifin çökmesi gerçekleşmiştir (Perinçek, 1977).

Miyosen'de Anadolu Arap levhalarının çarpışma sürecinde, şiddetli bir dönem başlamış ve Kastel Çukurluğu'na benzer yeni bir havza oluşmuştur. "Lice Çukurluğu"

adı verilen bu dar ve derin havza şeyl kumtaşı litolojisindeki Lice formasyonu ile kuzeyden naplar halinde gelen allokton birimlerce doldurulmuştur (Şeil 3.6.). Tamamı metamorfik birliklerden oluşan bu allokton birimlerden yoğun olarak türeyen detritikler tamamen kara haline gelen güney alanlara taşınarak Üst Miyosen Paleosen yaşlı Şelmo formasyonu'nu oluşturmuşlardır. Devam eden tektonizma ile allokton birimler güneye itilerek Şelmo formasyonu üzerindeki bugünkü konumunu almışlardır (Perinçek, 1977).



Şekil 3.6. Miyosen'de Maden Karmaşığı ve Lice formasyonunun şematize enine kesiti (Perinçek, 1977).

3.3. Çökeltme Ortamları Ve Paleocoğrafya

İncelenen birimlerin çökeltme ortamları ve çökeltme modelleri alttan üste doğru şöylece yorumlanabilir:

3.3.1. Erken Eosen Dönemi

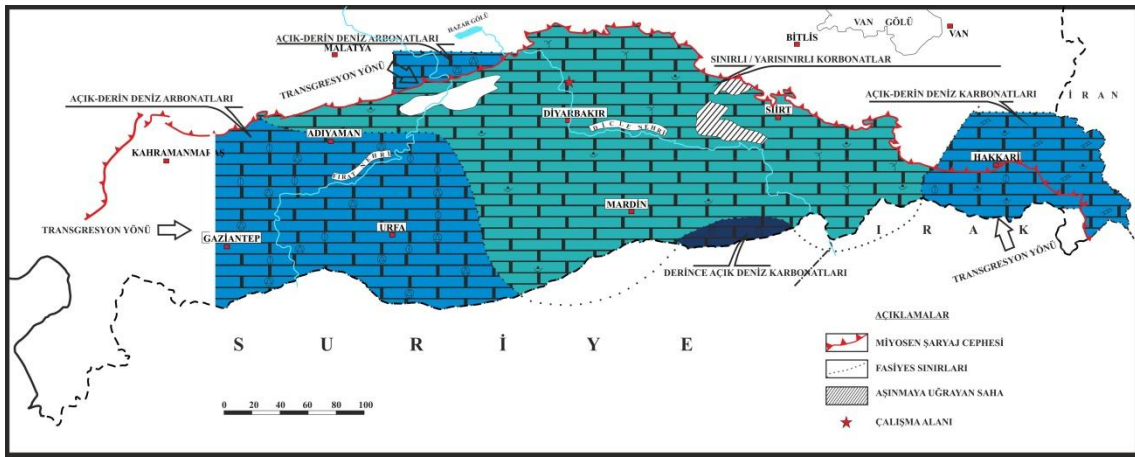
Erken Eosen dönemindeki çökeltme ortamları ve fasiyes dağılımları Şekil 3.7 ve 3.8 de görülmektedir.

Paleosen'den beri çökeltmenin devam ettiği ve derin deniz çökellerinin bulunduğu alanlarda, (Adıyaman-Şanlıurfa-Gaziantep dolayları) Germav formasyonu üzerinde uyumlu olarak Gaziantep formasyonu tebeşirli fasiyeslerle yer alır. Planktonik ve yer yer bentik foramlı vaketaşı/istif taşlarıyla karakterize olan bu tebeşirli karbonatlar yamaç/etek ve fazla derinliği olmayan havza ortamlarında çökeltmiştir. Sığ platform ve

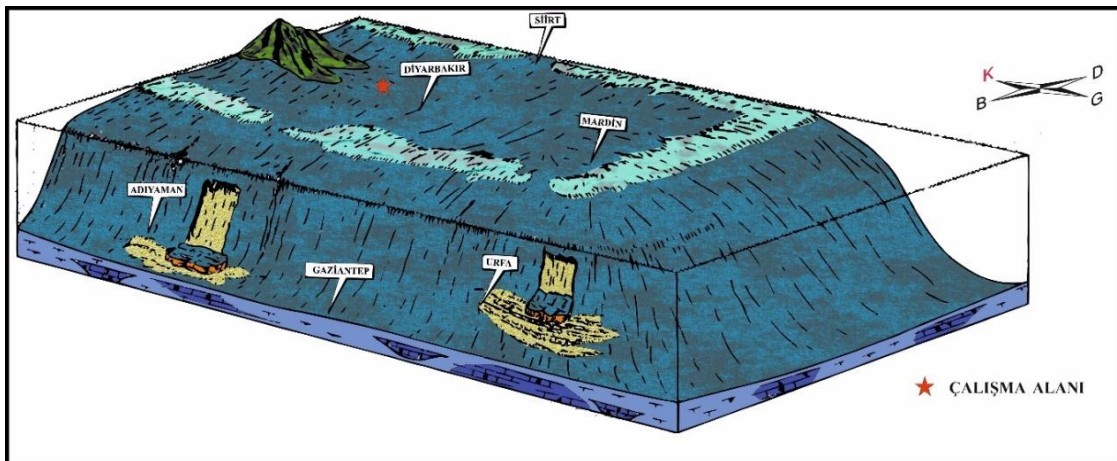
Kırıntılı istiflerin üst üste geldiği yerlerde bile Geç Paleosen-Erken Eosen çökelleri arasında uzun süren bir çökmezlik ve aşınma düşünülmemiştir. Bazı alanlarda lokal olarak kesikliklerin olabileceği ise ortam ve çökel tiplerinden hareketle benimsenmiştir (Duran ve diğ., 1988).

3.3.2. Orta Eosen Dönemi

Orta Eosen zamanında inceleme alanı batıdan ve kuzeyden gelen etkili ve yaygın transgresif denizel koşullarının etkisi altında kalmıştır (Şekil 3.9 ve 3.10). İlerleyen deniz nedeniyle, Erken Eosen döneminde platform ve derin denizel ortamlar bütünüyle derin deniz şartlarına dönüşürken, karasal ve kıyı sedimantasyona açık alanlar ise sıg epirik denizel ortamlar haline dönüşmüştür (Duran ve diğ., 1988).



Şekil 3.9. Midyat grubunun Orta Eosen dönemindeki fasiyes dağılımı (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 3.10. Midyat grubunun Orta Eosen dönemindeki çökme ortamlarını gösteren blok diyagram (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).

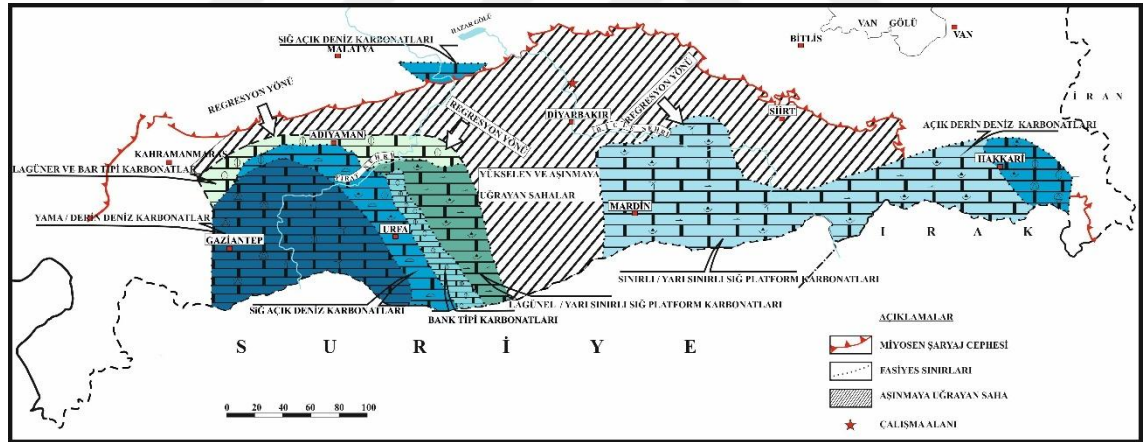
Gaziantep-Adıyaman-Şanlıurfa alanları bağıl olarak biraz daha derinleşerek açık-derin denizel tebeşirli ve killi karbonatlarını (Gaziantep formasyonu) çökeltmeye

devam etmiştir. Planktonik foramlı killi vaketaşı/istiftaşları ile yer yer tane akması ile yamaç ve ötesine taşınmış iri bentonikli vaketaşı/istiftaşlarıyla temsil edilmiştir. Erken Eosen döneminde şev alanı genel konumunu hemen hemen hiç değiştirmemiştir. Ancak, Orta Eosen döneminde ilerleyen deniz nedeniyle bu şev tipik bir şelf kenarı rolünü oynamıştır (Duran ve diğ., 1988).

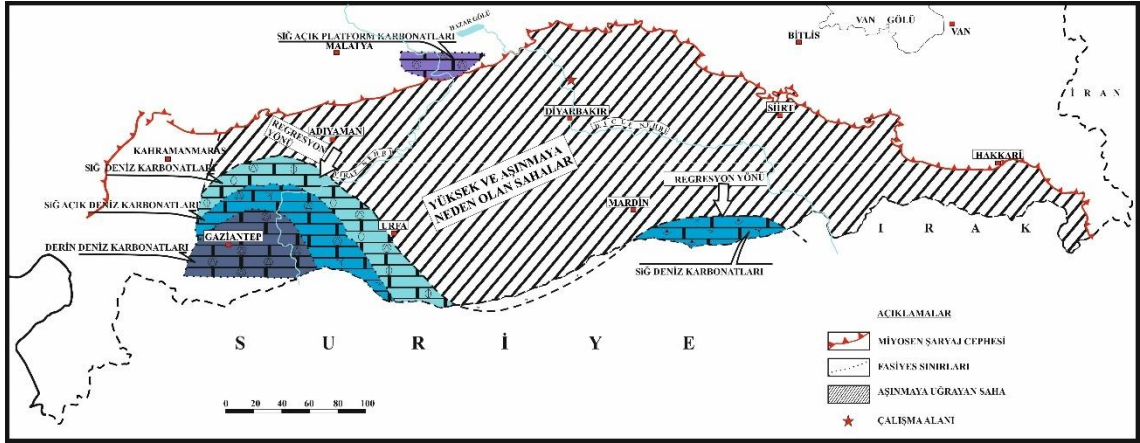
İnceleme alanının büyük kesiminde ise sınırlı-yarı sınırlı platform ve lagünel ortamların ürünü karbonatlar çökelmiştir (Şekil 3.10). Bariyer gerisindeki geniş sığ denizel koşullarda şelf lagünü-gelgit üstüne değin uzanan as ortamlarda durulan bu karbonatlar özellikle Diyarbakır, Mardin ve Siirt dolaylarında geniş mostralar sunar (Wilson, 1975).

3.3.3. Geç Eosen Dönemi

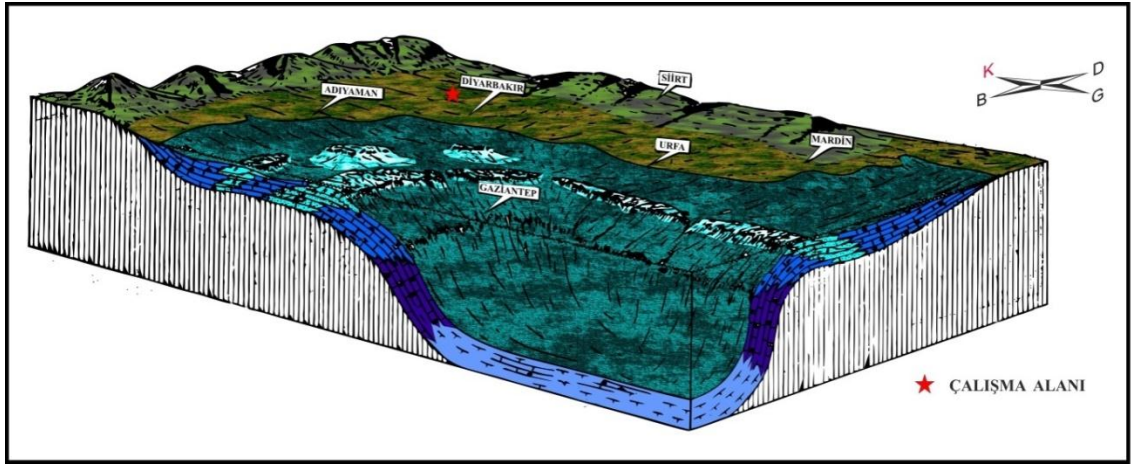
Geç Eosen zamanı önemli jeolojik olayların başlangıcını oluşturur. Geç Eosen rejyonel regresyonunun başladığı ve bazı alanların kara haline dönüştüğü dönem olarak dikkat çeker (Duran ve diğ., 1988; Şekil 3.11-3.12).



Şekil 3.11. Midyat grubunun Geç Eosen dönemindeki fasiyes dağılımı (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 3.13. Midyat grubunun Erken-Orta dönemindeki fasiyes dağılımı (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).



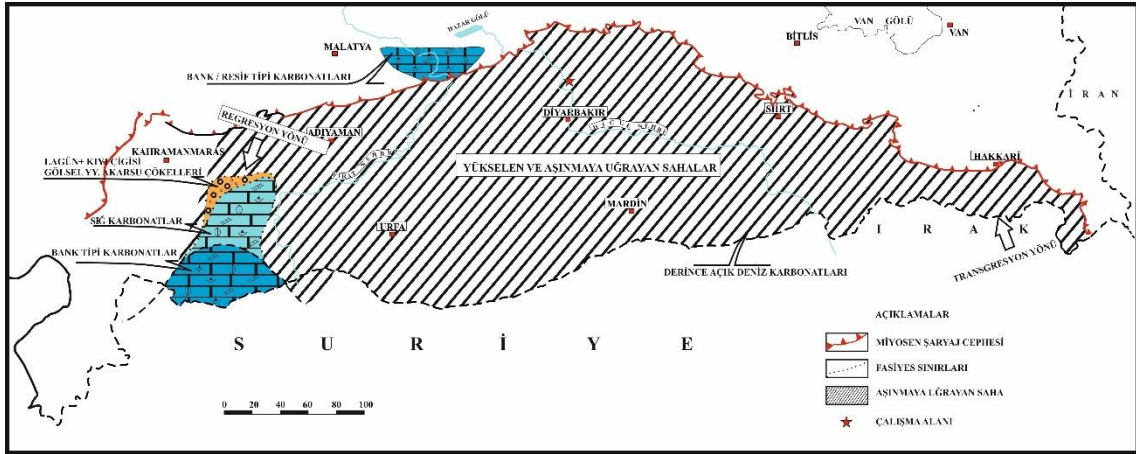
Şekil 3.14. Midyat grubunun Erken-Orta dönemindeki çökeltme ortamlarını gösterir blok diyagram diyagram (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).

3.3.5. Geç Oligosen-Akitaniyen Dönemi

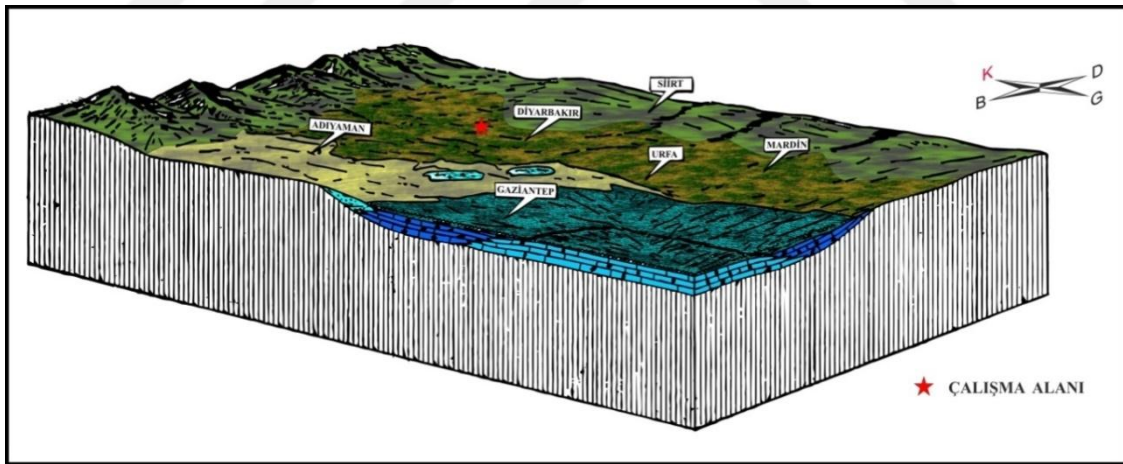
Midyat grubu Geç Oligosen-Akitaniyen döneminde regresyonun son safhasıyla oluşumunu tamamlamıştır. Regresyonun son safhasına karşılık gelen bu istifin üst seviyelerinde Geç Oligosen-Akitaniyen faunasının varlığına rağmen birimin regresif karakterinden dolayı Oligosen içerisinde yorumlanması uygun görülmüştür (Duran ve diğ., 1988).

Güneye doğru çekilen regresif denizin en son ürünleri olarak izlenen bu dönemin çökelleri sadece Gaziantep dolayında gözlenmiştir (Şekil 3.15-3.16). Fasiyes haritasından da görülebileceği gibi en kuzeyde regresyonun tipik izleri olarak lagünel kıyı çizgisi ve gölsel, yer yer de kıvrımlı akarsu çökellerinin var olduğu bir alan mevcuttur. Sığlaşma ve karasala geçiş özelliklerini yansıtan bu fasiyeslerin ön cepesinde düşük/yüksek enerjili sığ denizin ürünü olan ve istiftaşı/tanetaşı

fasiyelerinin egemen olduğu karbonatlar yer alır. Bu karbonatlar içerisinde lokal ve ufak ölçekte yama resifleri türünde yığınaklar vardır. Gaziantep ilinin güneyinde ise normal sığ denizel algal/foraminiferal yığınak tipi karbonatlar çökelmiştir. Kuzeyden güneye gerileyen bu regresif denizin çalışma alanında görülen en geç ve nihai sedimanlarını bu karbonatlar teşkil eder. Gaziantep-Kilis dolayları dışında kalan alanlar kara haline dönüşerek yontuma açılmıştır (Duran ve diğ., 1988).



Şekil 3.15. Midyat grubunun Geç Oligosen dönemindeki fasiyes dağılımı (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 3.16. Midyat grubunun Geç Oligosen dönemindeki çökeltme ortamlarını gösterir blok diyagram diyagram (Duran ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır).

Midyat grubu çökelişini sonuçlandıran bu regresif deniz kuzeyde transgresif olarak tariflenen ve Silvan grubunu çökelten Miyosen denizinden tamamen ayrı bir olay olarak değerlendirilmiştir (Duran ve diğ., 1988).

4. YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanı ve çevresinde Türkiye Tektonik Ana Birlikleri açısından Midyat Grubu Tektonik Birliği, onun alt grubu olarak da Gaziantep-Gercüş formasyonları yer almaktadır.

Çeşitli evrelerde etkili olan dağ oluşum hareketleri sonucunda bölgedeki kayalar yer yer kıvrımlı kırıklı yapılar kazanmıştır.

Çalışma alanı içerisinde olan Gercüş, Gaziantep, Fırat ve Lice formasyonları tabakalanma ve kıvrımlanma göstermiştir.

Bölge jeolojik süreç içerisinde önemli tektonik olaylara maruz kalmıştır. Bunun sonucunda pek çok tektonik yapı gelişmiştir. Gelişen bu yapıların Anadolu levhası ve Arap Levhalarının Üst Kretase'den günümüze değin birbirleriyle olan karşılıklı hareketlerin sonucudur.

Bölgede en önemli kıvrımlanma olayı Geç Miyosen döneminde Arap ve Anadolu levhalarının çarpışmaya başlaması sonucunda meydana gelmiştir. Bu kıvrımlanma sonucu yaşlı birimler hep birlikte kıvrımlanmış ve bölgenin bu günkü kıvrımlı topografyası meydana gelmiştir.

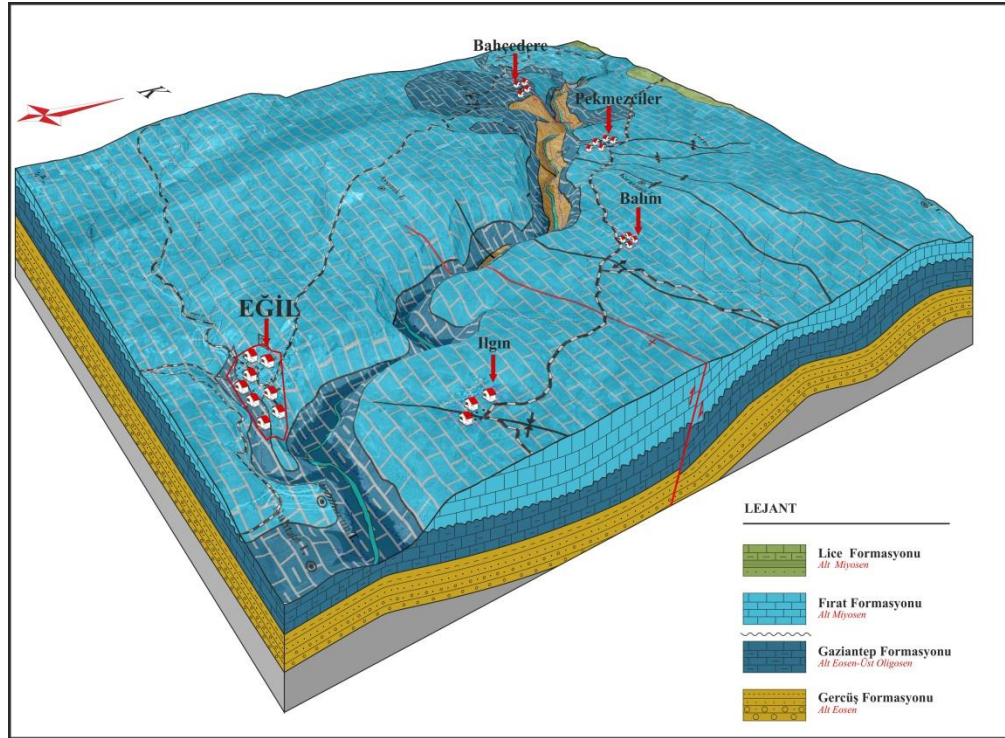
İnceleme alanı; Arap bloğu üzerinde bulunan kenar kıvrımları kuşağında yer almaktadır. Bitlis Kenet Kuşağı'nın güneyinde yer alan kenar kıvrımları kuşağı, jeolojik süreç içinde önemli tektonik olaylara maruz kalmıştır. Bitlis Kenet Kuşağı (Güneydoğu Anadolu Bindirmesi) boyunca devam eden K-G yönlü sıkışmalar Üst Pliyosen'e kadar kuzeyden gelen bindirmeler ve bindirme önünde Arap Plakasında gelişen kıvrım eksenleri D-B yönlü olan kıvrımlanmalarla karşılaşmıştır. Bu süre içinde yine Arap Plakası üzerinde yaklaşık K-G yönlü açılma çatlakları gelişmiş ve buradan Karacadağ ve Yavuzeli bazaltları çıkarak geniş alanlara yayılmışlardır. Bu etkinlik belli aralıklarla son dönemlere kadar devam etmiş ve bazaltların birkaç faz haline gelmesine neden olmuşlardır. Bu sıkışmada kıvrım eksenleri D-B yönünde uzanan kıvrımlanmalar ve bindirmelerle karşılaşamaz duruma gelince Üst Pliyosende makaslama kırıkları şeklinde sağ yönlü Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı (DAF) oluşmaya halen devam etmekte olup, bu faylar Türkiye'nin depremselliğinde çok etkin olarak rol almaktadırlar (İmamoğlu 1993).

4.1. Tabakalanma

İnceleme alanındaki birimler genelde belirgin tabakalanmalıdır. Gercüş formasyonu çakıltaşı, çamurtaşı seviyeler dışında kumtaşı kiltası seviyeleri orta kalınlıkta belirgin yer yer çapraz tabakalanma gösterir. Gaziantep, Fırat ve Lice formasyonları ince orta yer yer kalın tabakalıdır.

4.2. Kıvrımlar

Miyosen sonlarında, Anadolu-Torid platformu ile Neotetisin kuzey kolundan kaynaklanan Bitlis-Pötürge-Malatya napları ve Çüngüş-Hakkari napının bölgeye yerleşimine bağlı olarak, bölge etkilenerek kıvrımlanmıştır. Çalışma alanındaki en yaşlı birim, sahada gözlenen, Güneydoğu Anadolu Otoktonuna ait birimlerden, alttan üste doğru alacalı-kırmızımsı renkli çakıltaşı, kumtaşı-şeyl-marn-silttaşı ardalanmalı, Midyat Grubu'na dahil olan, Alt Eosen yaşlı Gercüş formasyonu bu formasyon üzerine uyumlu olarak, Killi-tebeşirli kireçtaşlarından oluşan Eosen-Oligosen yaşlı Gaziantep formasyonu ve bunların üzerinde ise uyumsuz olarak gelen Lice Gurubu'na dahil olan, genelde algi kireçtaşlarından oluşan Erken Miyosen yaşlı, Fırat formasyonları kıvrımlanmış ve büyük bir çoğunluğu kuzeydoğu-güneybatı gidişli antiklinal ve senklinaller gelişmiştir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Çalışma alanının üç boyutlu kabartma jeoloji haritası.

4.3. Uyumsuzluklar

İnceleme alanında ayırt edilen kaya-stratigrafi birimleri arasında farklı dönemlerde geliştiği saptanan iki adet uyumsuzluk bulunmaktadır.

Geç Eosen zamanı önemli jeolojik olayların başlangıcını olan bu dönemde Üst Eosen (Şekil 3.15 ve 3.16) rejyonel regresyonunun başladığı ve bazı alanların yükselen ve kara haline dönüştüğü dönem de inceleme alanının aşındığı belirtilmiştir (Duran ve diğ., 1988).

Midyat gurubunu (Gaziantep formasyonu) çökeltlen deniz ile Silvan grubunu (Fırat ve Lice formasyonları) çökeltlen denizin farklı özellikler taşıdığı ve birbirleriyle bağlantısız oldukları Erken Miyosen döneminde inceleme alanının erozyonal yüzeyine 'Diskonformite' olarak Fırat ve Lice formasyonları gelmektedir (Duran ve diğ., 1988 ;Şekil4.1).

İnceleme alanında saptanan ikinci uyumsuzluk ise kuvarterner yaşlı alüvyaldır.

4.4. Faylar

İnceleme alanında yer alan faylar başlıca ters faylar ile normal faylardan oluşmaktadır. Bölgedeki normal ve ters fayların genel gidişleri KD-GB doğrultuludur (Şekil 4.1., Ek-1).

5. GAZİANTEP FORMASYONU KARBONATLI KAYAÇLARININ PETROGRAFİSİ

Gaziantep formasyonu karbonatlı kayalardan 4 noktadan ÖSK alımı yapılmıştır (Şekil 5.1, Ek- 1). Alınan 60 numuneden 56'sından ince kesiti yaptırılmış ve bu ince kesitler polarizan mikroskopta incelenerek, mikroskobik özellikleri tanımlanmıştır. Yapılan inceleme sonucunda 6'sı dolomit, 10'u kalsitik dolomit, 8'i dolomitik kireçtaşı, 28'ü istiftaşı ve 5'i tanetaşı olarak adlandırılmıştır (Dunham, 1962).

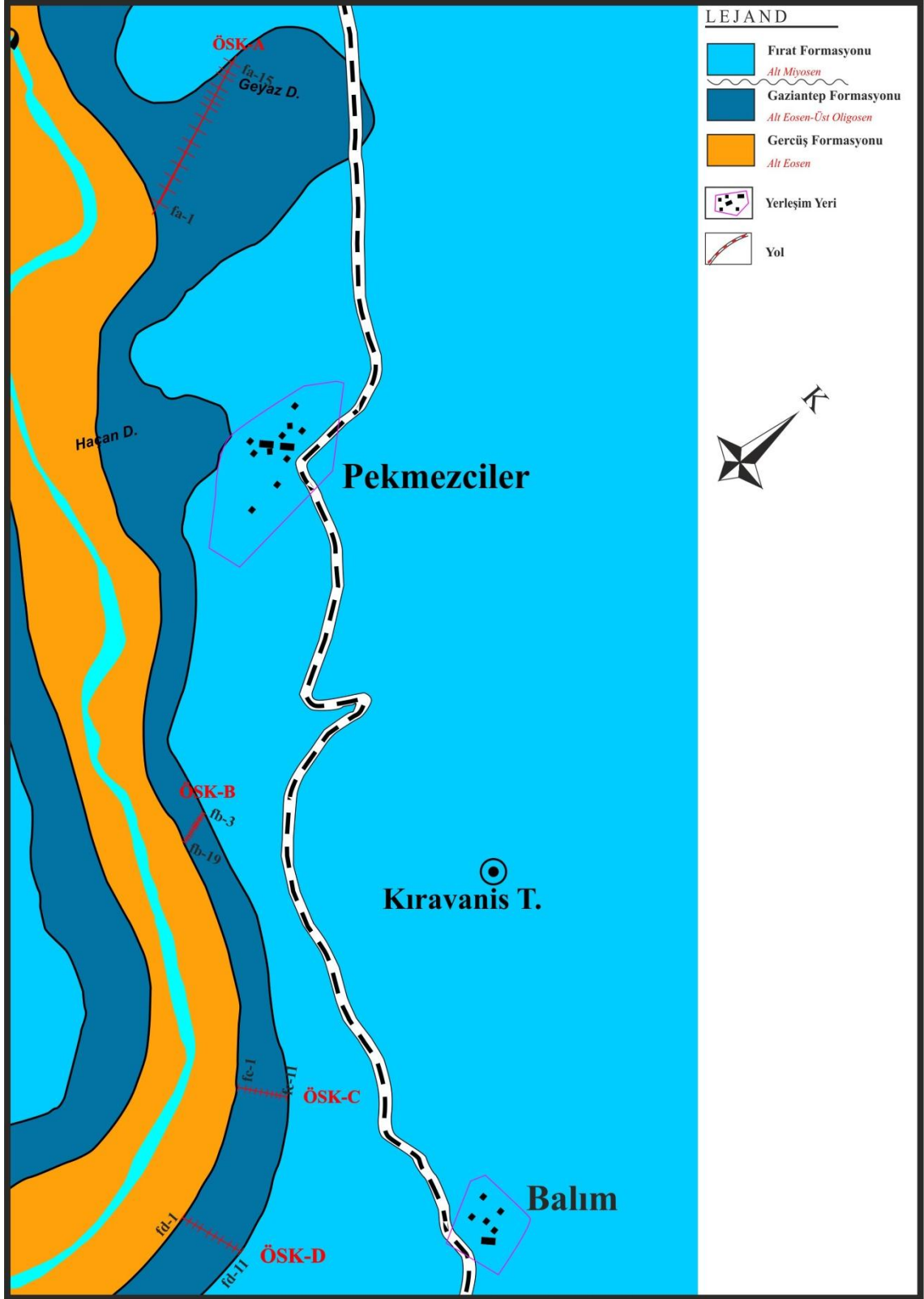
Anadolu Üniversitesi Malzeme Bilimi ve Mühendisliği Bölümünde 3 numunenin SEM-EDX çekimleri yapılmıştır.

5.1. Gaziantep Formasyonu Karbonatlı Kayaçlarındaki Mikrofasiesler

Gaziantep formasyonu karbonatlı kayalar içerisindeki dolomitler kristal boyutu, şekli, sınırlarının yarı düzenli-düzensiz oluşuna göre mikrofasiese ayrılmıştır. Kireçtaşlarıda Dunham (1962)'a göre 3 mikrofasiese ayrılmıştır. Örnek lokasyonlarının mikrofasieslere göre karşılaştırılması yapılmıştır (Ek-2).

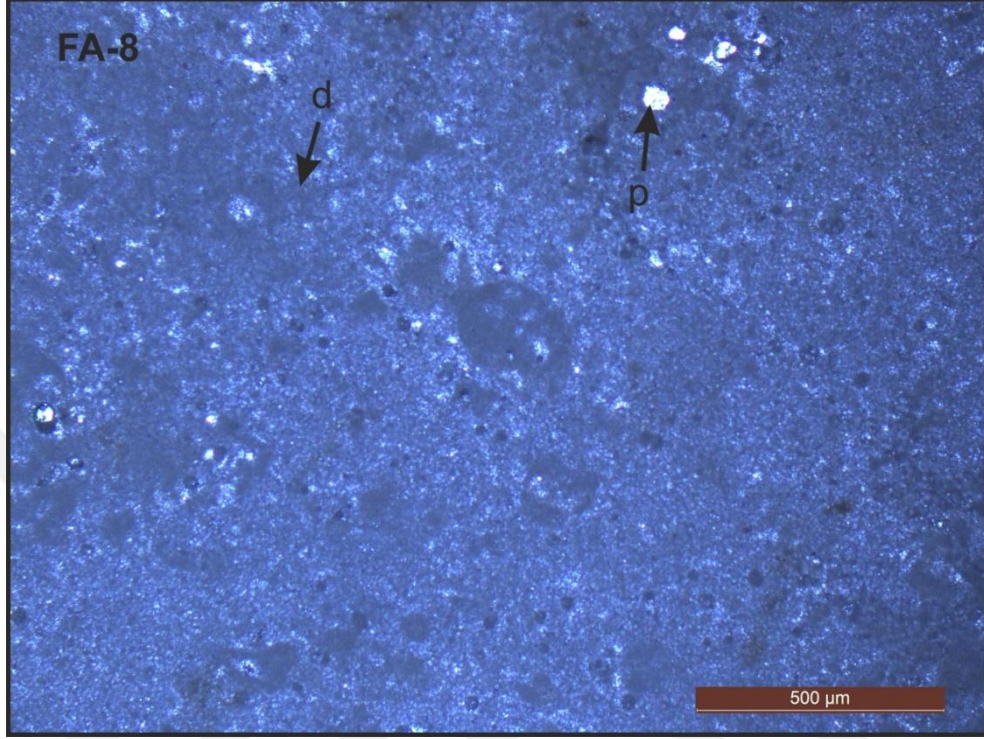
5.1.1. Dolomit Fasiesi (df) [mikro boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit]:

Bu tip dolomit özşekilsiz mikro (0,1 mm) boyutlu, birbirine bağlı, koyu gri siyahımsı renkli, kirli görünümlü kristallerden meydana gelmektedir. Kristaller arası sınırlar düzensiz ve süturludur (Şekil 5.2.). Küçük kristal (< 0,1 m) boyutları sınırlı subtidal-supratidal ortamları göstermektedir ve bu dolomit tipinin erken replase kökenli olabileceği ifade edilmiştir (Amtor ve Friedman 1991). İnce kristal boyutu ya önceki peritidal kireçli çamurtaşlarının erken replasesi ya eşzamanlı bir neomorfizmanın ya da erken diyajenetik dolomitin bir sonucu olarak meydana gelebilir (Zenger 1983). Kristal boyutu iki prosesin oranıyla kontrol edilmektedir. Bunlar büyüme oranı ve çekirdekleşme oranıdır (Spry 1969). Dolomit yaygın olarak seçici ince kristalin kalsiyum karbonatın yerine geçer (Murray ve Lucia 1967; Sibley ve diğ., 1987). İnce partiküller hacimleriyle karşılaştırıldığında çok büyük yüzey alanlarına sahiptir ve bu yüzden çekirdekleşme oranı hızlıdır. Eğer çekirdekleşme oranı büyüme oranıyla karşılaştırıldığında büyükse, kristal boyutu küçük olacaktır. Deneysel veriler göstermiştir ki, dolomit oluşum safhaları artan kristal boyutu ile artar (Sibley ve diğ.



Şekil 5.1. ÖSK örneklerinin yerleri.

1987). Petrografik veriler teorik ve deneysel olarak göz önüne alındığında fasiyes 1 tip dolomit, subtidal-supratidal karbonat çamurlarının ya eş zamanlı ya da erken diyajenetik dolomit replasesi şeklinde gelişmiştir.



Şekil 5.2. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalli dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FA-8; Büyütme 4x, görünüm T.N.).

5.1.2. Kireçtaşı fasiyesi 1 (kf1) [istiftaşı]:

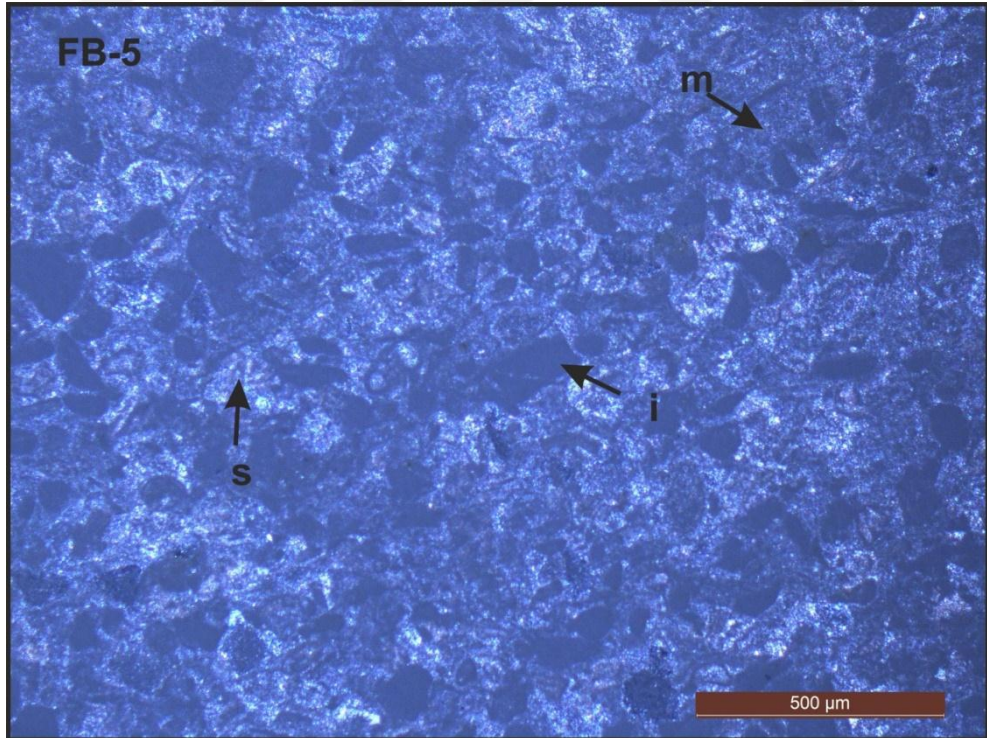
Bu fasiyeste mikrit ve sparit bağlayıcı olarak görülmekte olup, bol miktarda fosil, fosil parçaları, az miktarda intraklast taneleri ve çok az miktarda pelled görülmektedir (Şekil 5.3.).

5.1.3. Kireçtaşı fasiyesi 2 (kf2) [tanetaşı]:

Bu fasiyeste sparit ve az miktarda mikrit bağlayıcı olarak görülmekte olup, bol miktarda fosil, fosil parçaları, az miktarda intraklast taneleri ve çok az miktarda pelled görülmektedir (Şekil 5.4.).



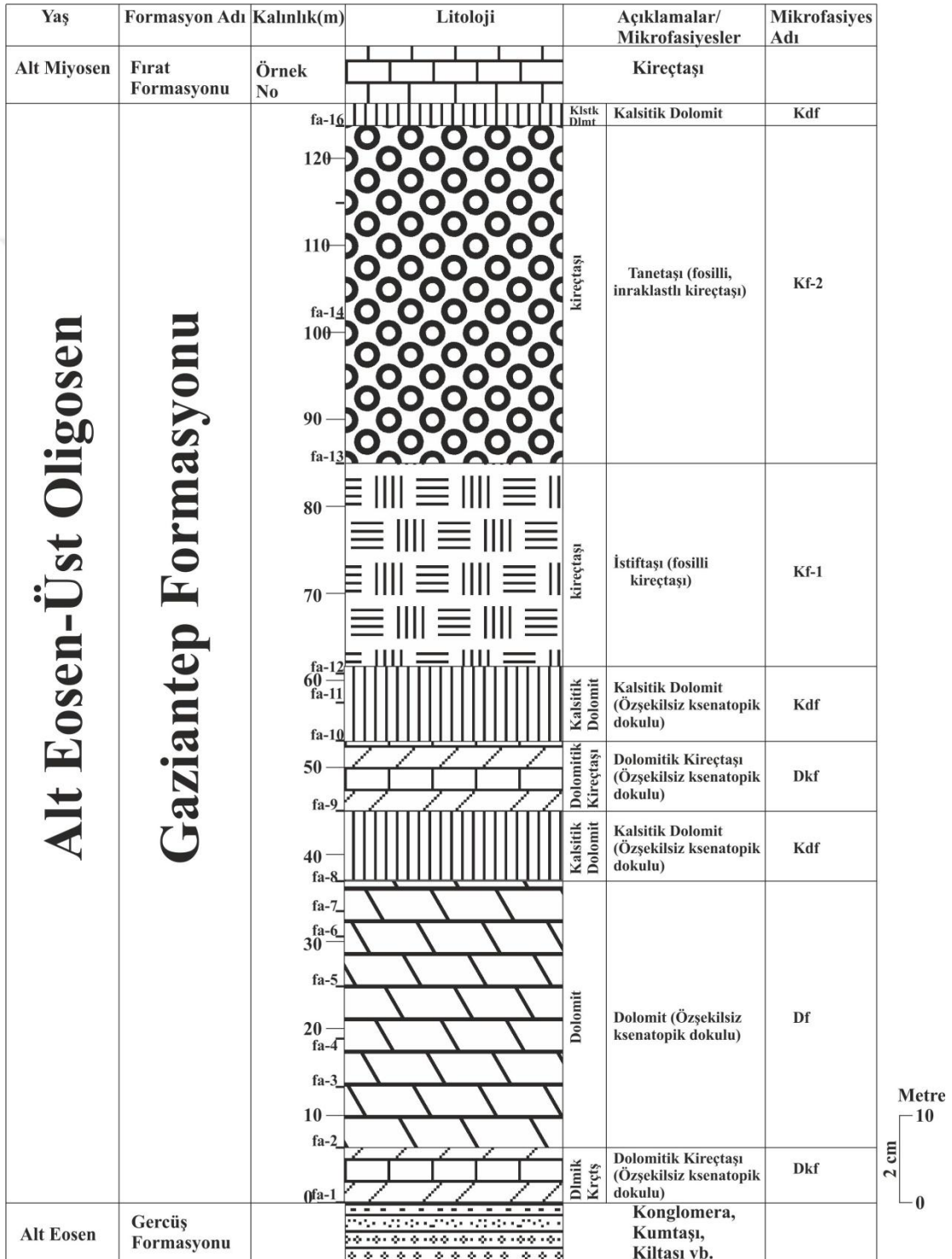
Şekil 5.3. Mikritle tutturulmuş bol miktarda fosil taneleri, kavkı parçaları, intraklast taneli kireçtaşı kesiti (Kayaç adı: İstiftaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FB-15; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; f: fosil, m: mikrit, i: intraklast).



Şekil 5.4. Sparitle ve az miktarda mikritle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları, intraklast taneli kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: tanetaşı; ; N: FB-5; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; s: sparit, m: mikrit, i: intraklast).

5.2. ÖSK 1'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

ÖSK-1'den alınan numuneler, Elazığ L44a4 paftası, 595549E-4224260N ile 594918E-4223209N koordinatları arasından alınmıştır. 1 no'lu lokasyondaki kireçtaşları tabanda dolomitik kireçtaşıyla başlayıp orta seviyeler dolomit, üst seviyelere doğru gidildikçe kalsitik dolomit, istif taşı ve tanetaşı gözlenmektedir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5. ÖSK-1 Mikrofasiyes dikme kesiti.

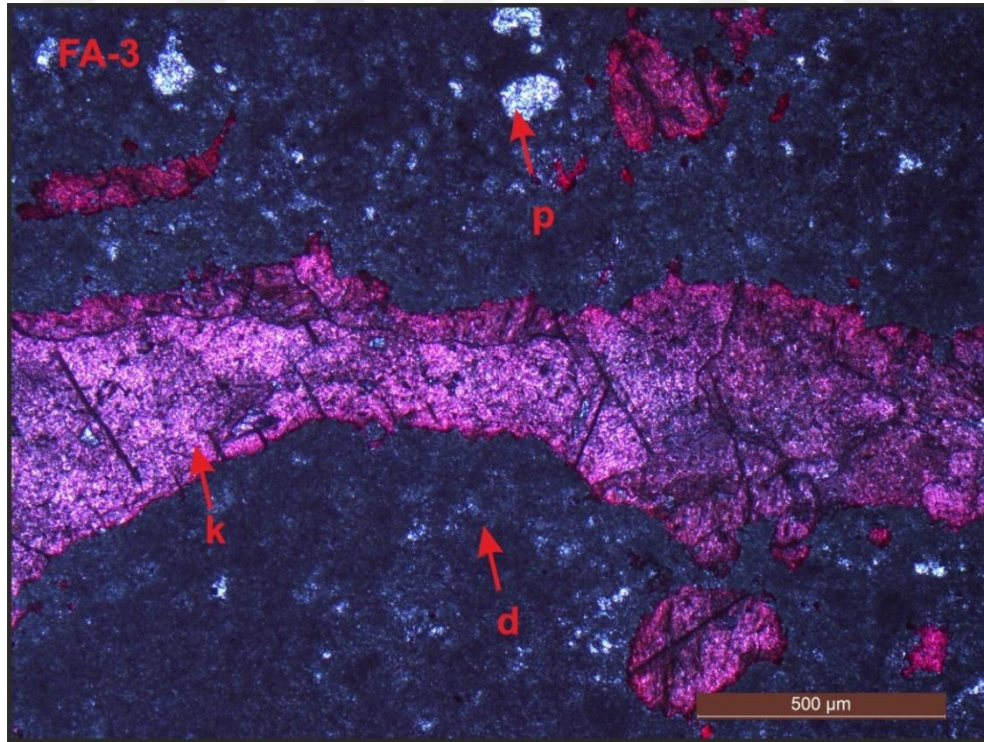
ÖSK-1'den alınan numunelerin ince kesitlerinde mikroskopik özelliklerine bakıldığında %3-6 oranında poroziteli, çatlaklı, çatlaklar kalsit dolgulu ve demiroksit yüzeyleri gözlenmektedir.

Dolomitler mikro boyutlu, özşekilsiz, ksenotopik dokulu ve kristal sınırları girintili çıkıntılı kristallerden oluşmaktadır (Tablo 5.1.). Kirli görünümlü kristaller arasında mikro boyutlu kalsit kristalleri yer almaktadır (Şekil 5.6-8).

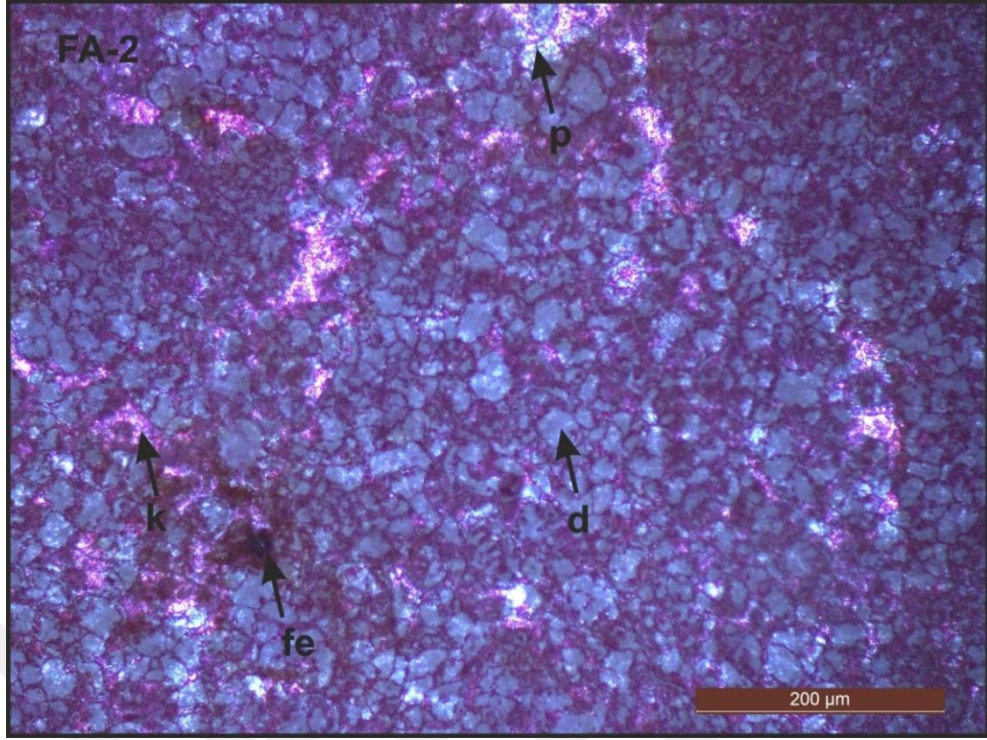
Tablo 5.1. ÖK-1'den alınan dolomit örneklerinin dokusal özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Dolomit Kristallerinin					Doku
			Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
					Öz	Yö	Ös	
FA-16	43	57	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-12	45	55	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-11	15	85	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-10	75	25	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-9	48	52	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-8	5	95	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-7	0	100	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-6	3	97	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-5	5	95	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-4	6	94	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-3	3	97	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-2	75	25	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FA-1	70	30	Mikro	iyi			X	Ksenotopik

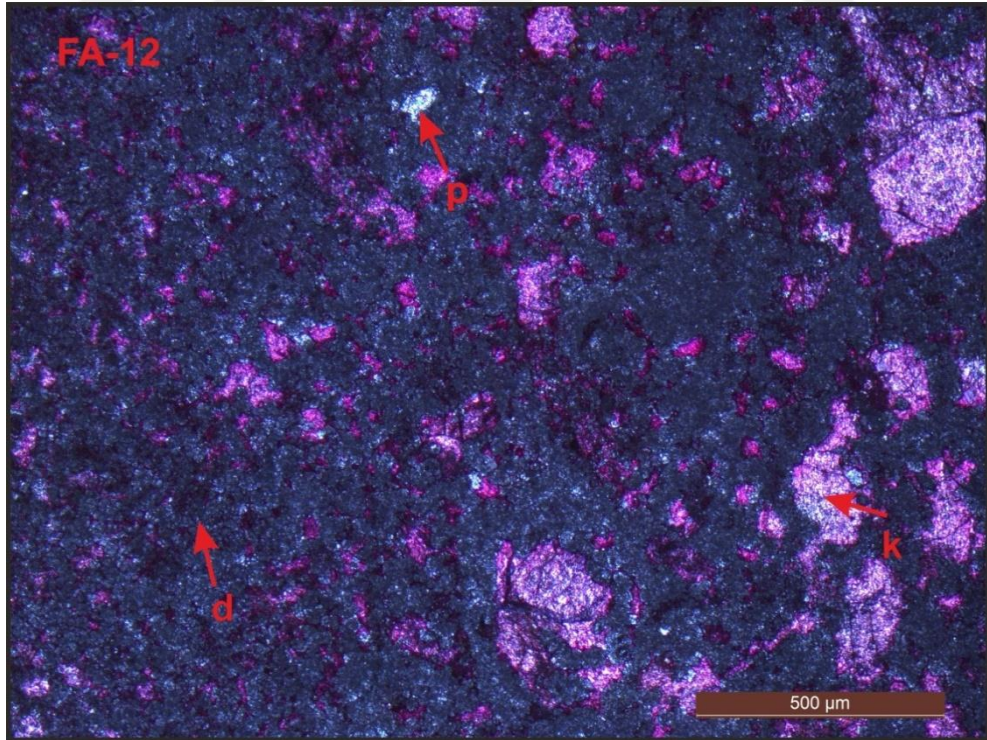
Öz= Özşekilli Yö= Yarı Özşekilli Ös=Özşekilsiz



Şekil 5.6. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve çatlaklar kalsit dolgulu dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FA-3; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).



Şekil 5.7. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu dolomitik kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: Dolomitik kireçtaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FA-2; Büyütme 10x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite, fe: demiroksit).



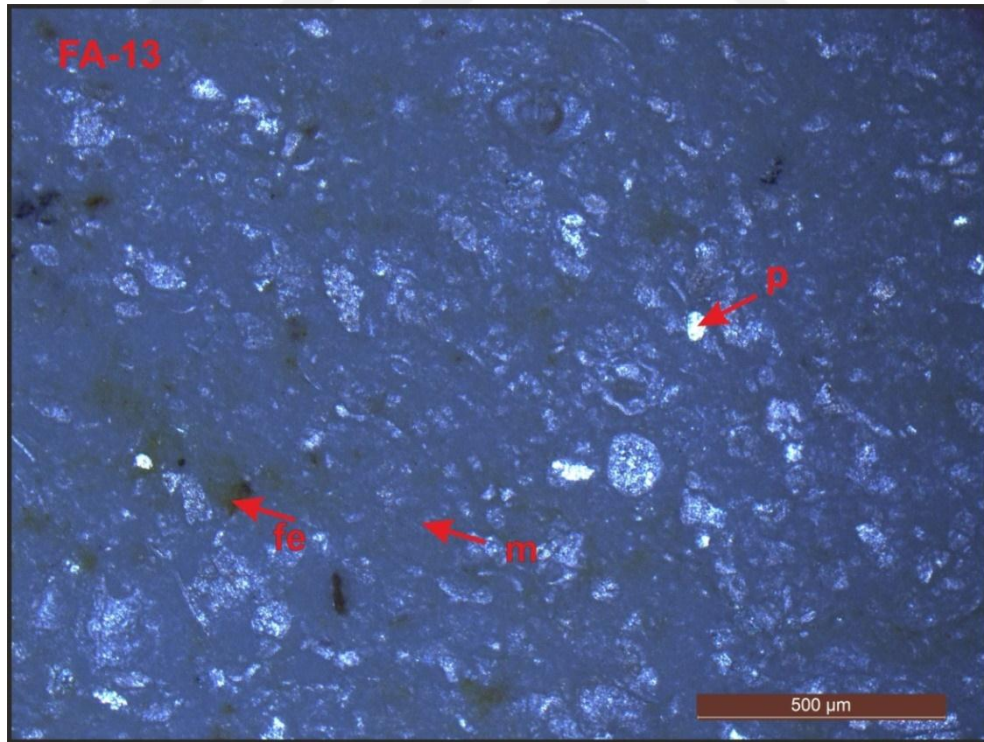
Şekil 5.8. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu kalsitik dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Kalsitik Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FA-12; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).

Kireçtaşları içerisinde %65-73 fosil, % 10-13 sparit, %7-25 mikrit ve %10 intraklast taneleri bulunmaktadır (Tablo 5.2, Şekil 5.9-5.10).

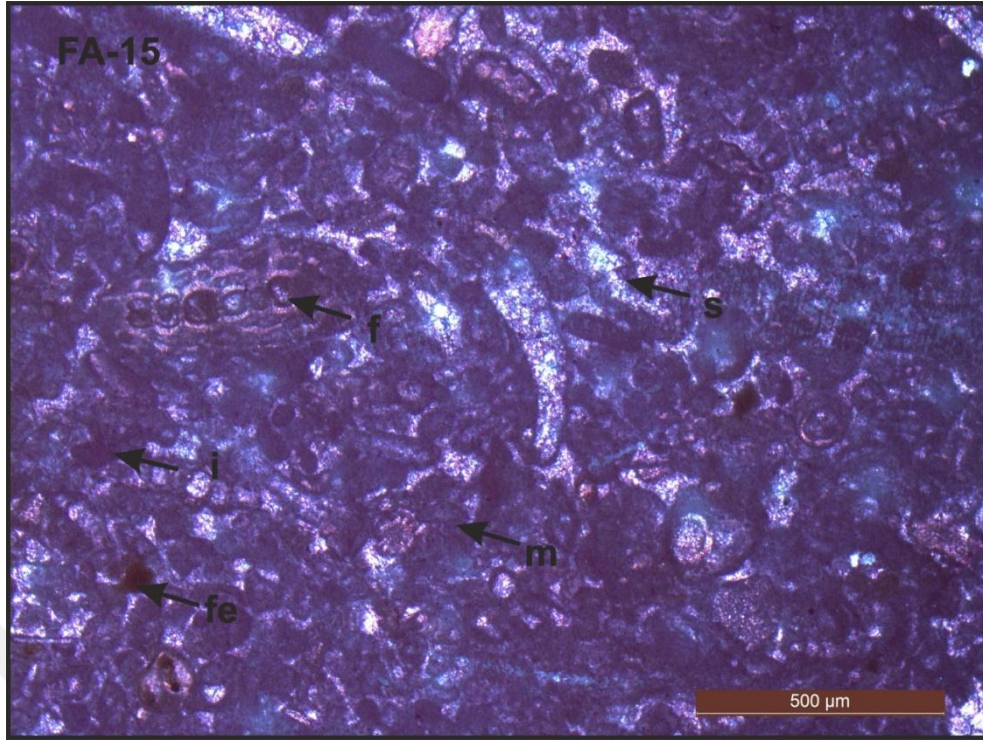
Bu ölçülü stratigrafi kesitinden alınan kireçtaşı numunelerin mikroskopik özellikleri göz önünde tutularak Dunham (1962) sınıflamasına göre Gaziantep formasyonunda istiftaşı ve tanetaşı şeklinde oldukları gözlenmiştir (Tablo 5.2.).

Tablo 5.2. ÖSK-1'den alınan örneklerinin mikroskopik özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham, 1962)
			Fosil %	İntraklast %	Ooid %	Pelled %	Sparit %	Mikrit %	
FA16	43	57							KALSİTİK DOLOMİT
FA15	100		73	10			10	7	TANETAŞI
FA14	100		70				13	7	TANETAŞI
FA13	100		65				10	25	İSTİFTAŞI
FA12	45	55							KALSİTİK DOLOMİT
FA11	15	85							KALSİTİK DOLOMİT
FA10	75	25							DOLOMİTİK KİREÇTAŞI
FA9	48	52							KALSİTİK DOLOMİT
FA8	5	95							DOLOMİT
FA7	0	100							DOLOMİT
FA6	3	97							DOLOMİT
FA5	5	95							DOLOMİT
FA4	6	94							DOLOMİT
FA3	3	97							DOLOMİT
FA2	75	25							DOLOMİTİK KİREÇTAŞI
FA1	70	30							DOLOMİTİK KİREÇTAŞI



Şekil 5.9. Mikritle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları içeren kireçtaşı ince kesiti (Kayacın adı: İstiftaşı; N: FA-13; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: mikrit, fe: demiroksit, p: porozite).



Şekil 5.10. Sparitle ve az miktarda mikritle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları, intraklast taneleri içeren kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: tanetaşı; ; İnce kesit alizerin red-si ile boyanmıştır, N: FA-15; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; s: sparit, m: mikrit, i: intraklast, f: fosil, fe: demiroksit).

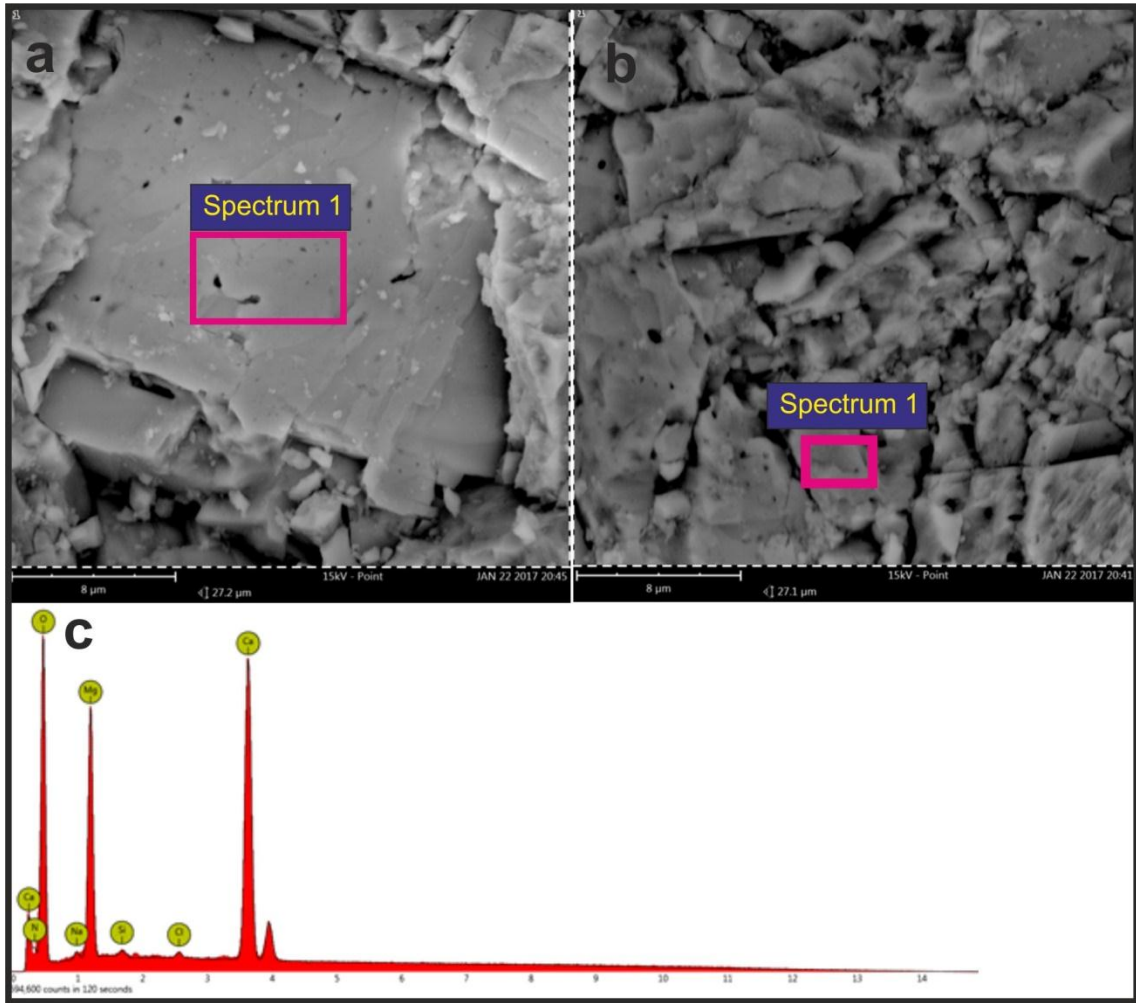
ÖSK-1'den alınan örneklerden (FA-9, 11) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu yarı özşekilli-özşekilsiz, ince- kristalli, dolomit ve kalsit kristalleri tespit edilmiş ve EDX diyagramı çizdirilmiştir (Şekil 5.11.a-c, Şekil 5.12.a-b). Bu numunelere ait EDX'e göre mineral bileşimleri de Tablo 5.3. ve 5.4.'de verilmiştir.

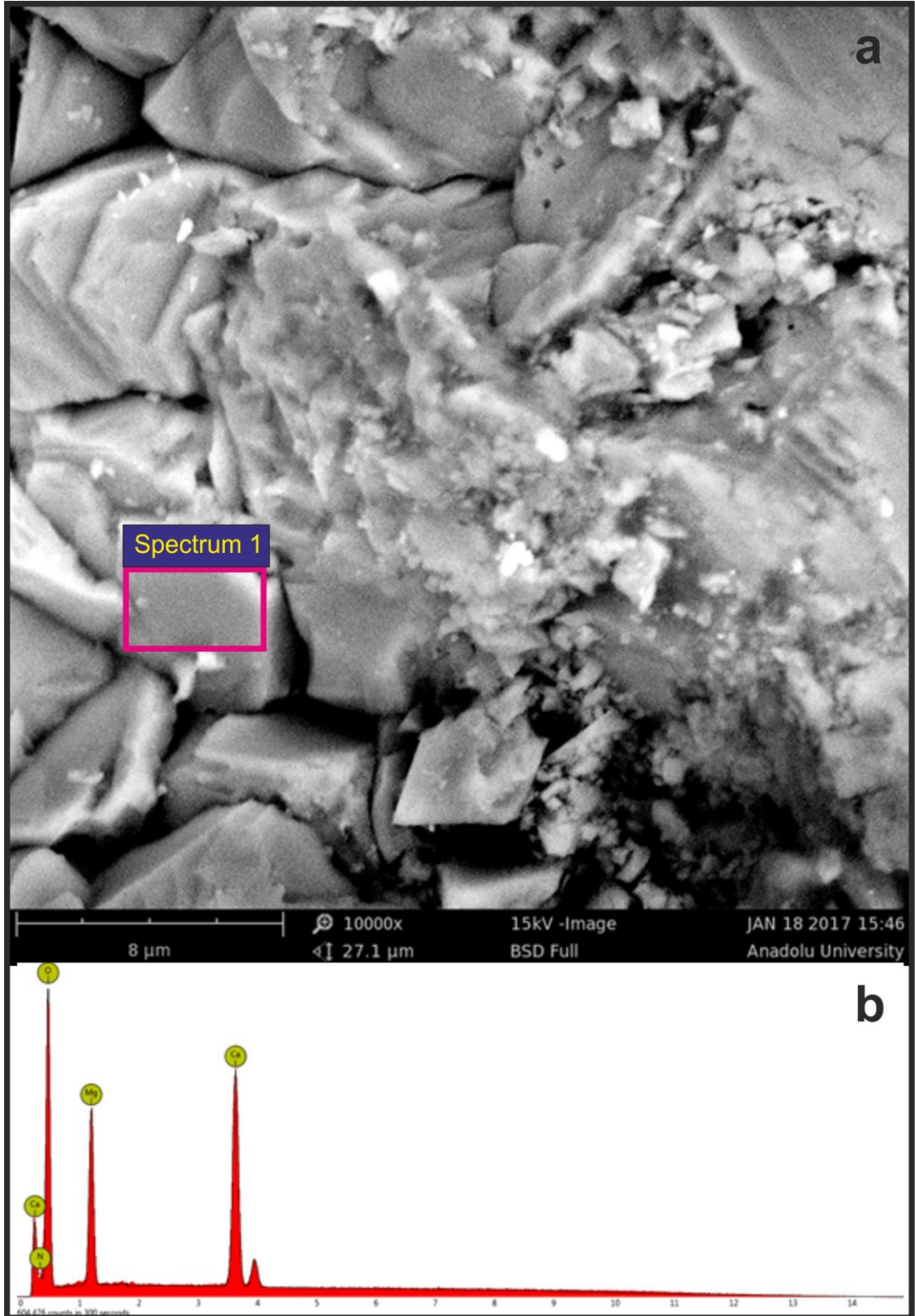
Tablo 5.3. FA-9 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum 1).

Element Number	Element Symbol	Element Name	Confidence	Atomic%	Weight	Error
20	Ca	Calcium	100	9,8	20,1	0,4
8	O	Oxygen	100	72,3	59,3	0,4
12	Mg	Magnesium	100	13,4	16,7	0,5
7	N	Nitrogen	100	3,4	2,5	2,6
11	Na	Sodium	Manual	0,8	0,9	4,6
17	Cl	Chlorine	Manual	0,2	0,3	5,5
14	Si	Silicon	Manual	0,2	0,2	6,2
Total					100	

Tablo 5.4. FA-11 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum 1).

Element Number	Element Symbol	Element Name	Confidence	Atomic %	Weight	Error
20	Ca	Calcium	100	8,6	18,3	0,4
8	O	Oxygen	100	76,5	64,6	0,4
12	Mg	Magnesium	100	11,2	14,4	0,5
7	N	Nitrogen	100	3,6	2,7	2,4
Total					100	

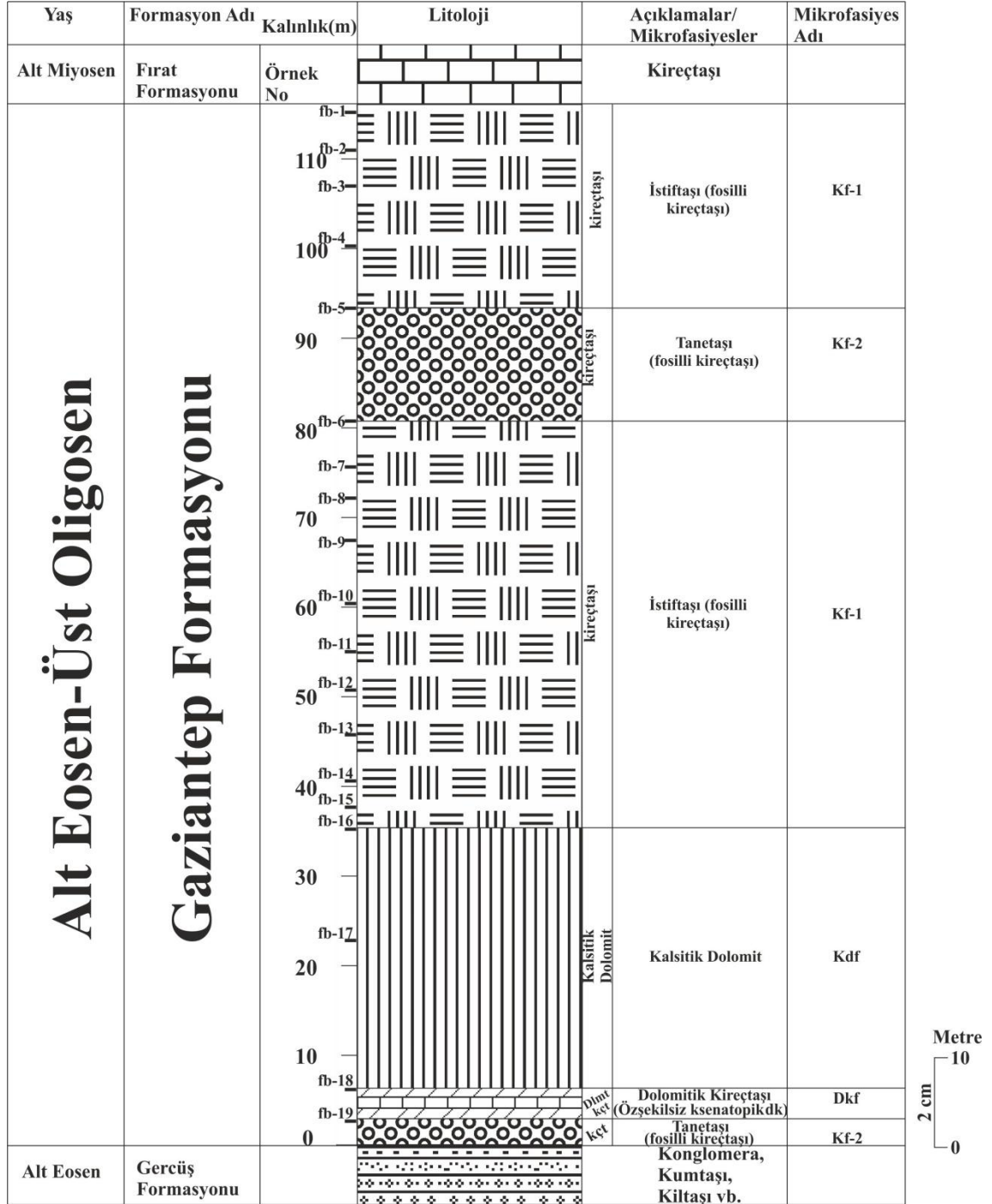
**Şekil 5.11.** a-b-c. FA-9 no'lu numunenin (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX) (İnce kristalli, özşekilsiz dolomit kristaller)



Şekil 5.12. a-b. FA-11 no'lu numunenin (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX), (İnce kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri).

5.3. ÖSK 2'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

ÖSK-2'den alınan numuneler, Elazığ L44a4 paftası, 595549E-4224260N ile 594918E-4223209N koordinatları arasından alınmıştır. 2 no'lu lokasyondaki kireçtaşları tabanda tanetaşı ve kalsitik dolomitte başlayıp yukarıya doğru istiftaşı gözlenmektedir (Şekil 5.13.).



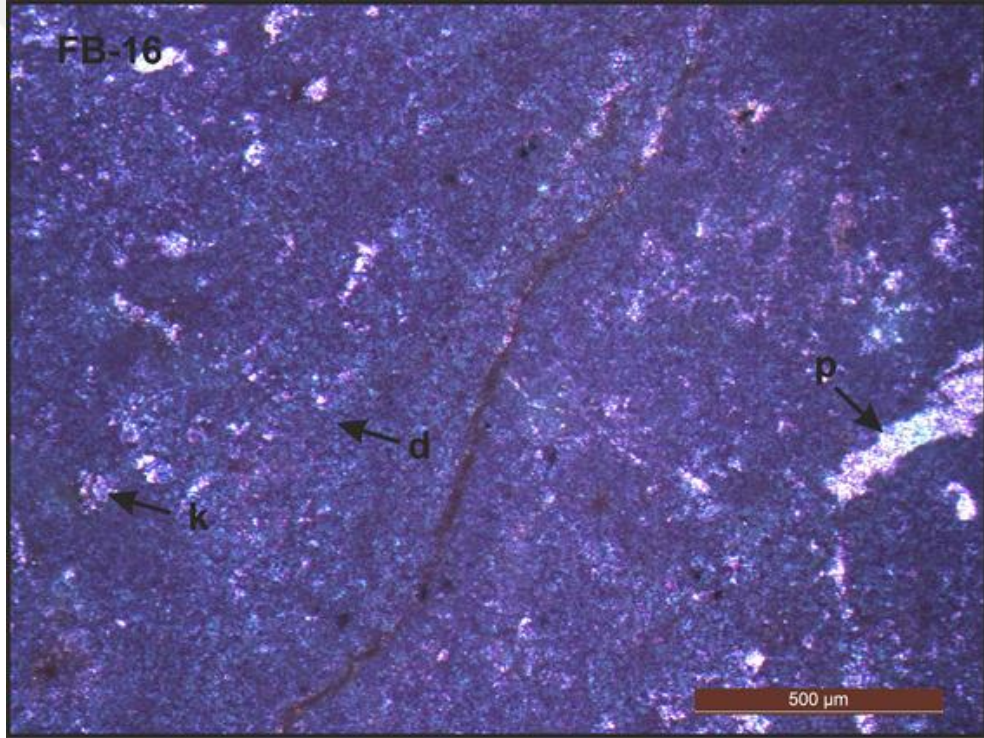
Şekil 5.13. ÖSK-2 Mikrofasies dikme kesiti.

Dolomitler mikro-orta boyutlu, özşekilsiz, ksenotopik dokulu ve kristal sınırları girintili çıkıntılı kristallerden oluşmaktadır (Tablo 5.5.). Kirli görünümlü grimsi ve siyahımsı renklere sahip, kristaller arasında mikro-orta boyutlu kalsit kristalleri yer almaktadır (Şekil 5.14-15.). Kireçtaşları içerisinde % 15-96 fosil, % 5-53 intraklast, % 1-2 pelled, % 20-25 sparit ve % 4-36 mikrit bulunmaktadır (Tablo 5.6, Şekil 5.16-17.).

Tablo 5.5. ÖK-2'den alınan dolomit örneklerinin dokusal özellikleri.

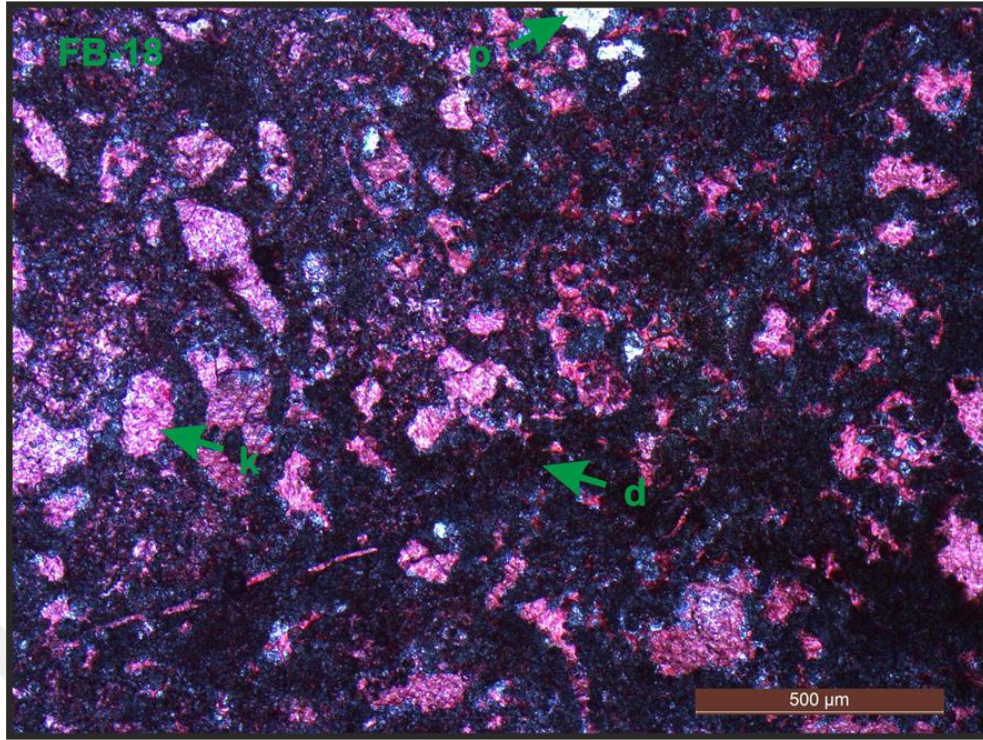
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Dolomit Kristallerinin					Doku
			Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
					Öz	Yö	Ös	
FB-16	30	70	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FB-17	30	70	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FB-18	80	20	Mikro	iyi			X	Ksenotopik

Öz= Özşekilli Yö= Yarı Özşekilli Ös=Özşekilsiz



Şekil 5.14. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu kalsitik dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Kalsitik Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FB-16; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).

Bu ölçülü stratigrafi kesitinden alınan kireçtaşı numunelerin mikroskobik özellikleri göz önünde tutularak Dunham (1962) sınıflamasına göre Gaziantep formasyonunda istiftaşı ve tanetaşı şeklinde oldukları gözlenmiştir (Tablo 5.6.).

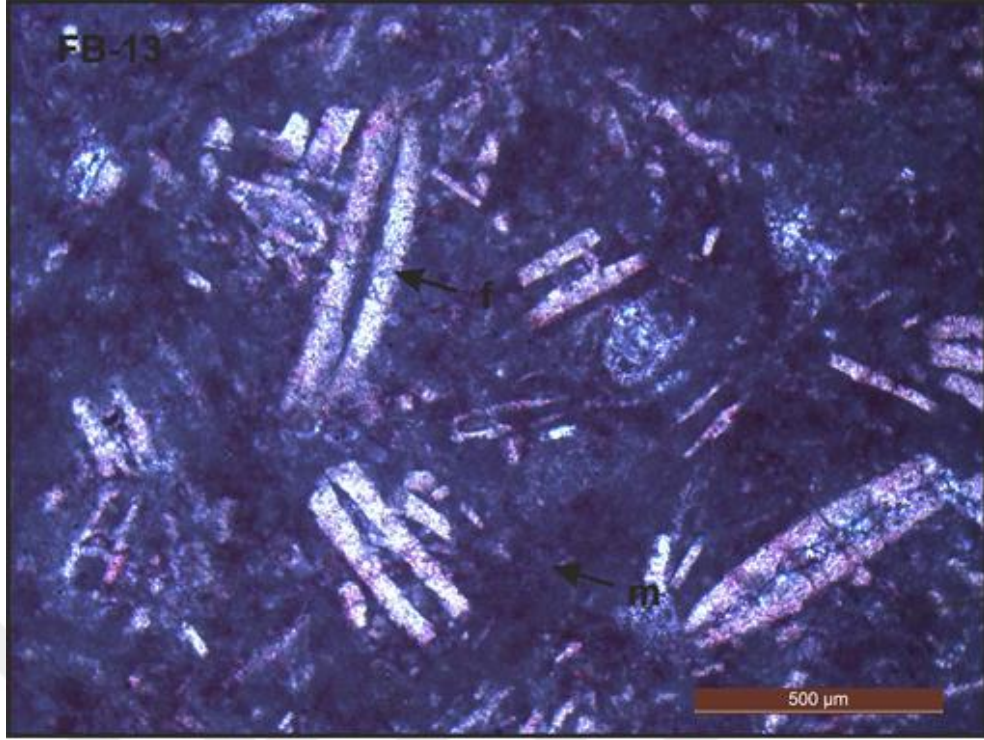


Şekil 5.15. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu dolomitik kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: Dolomitik kireçtaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FB-18; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).

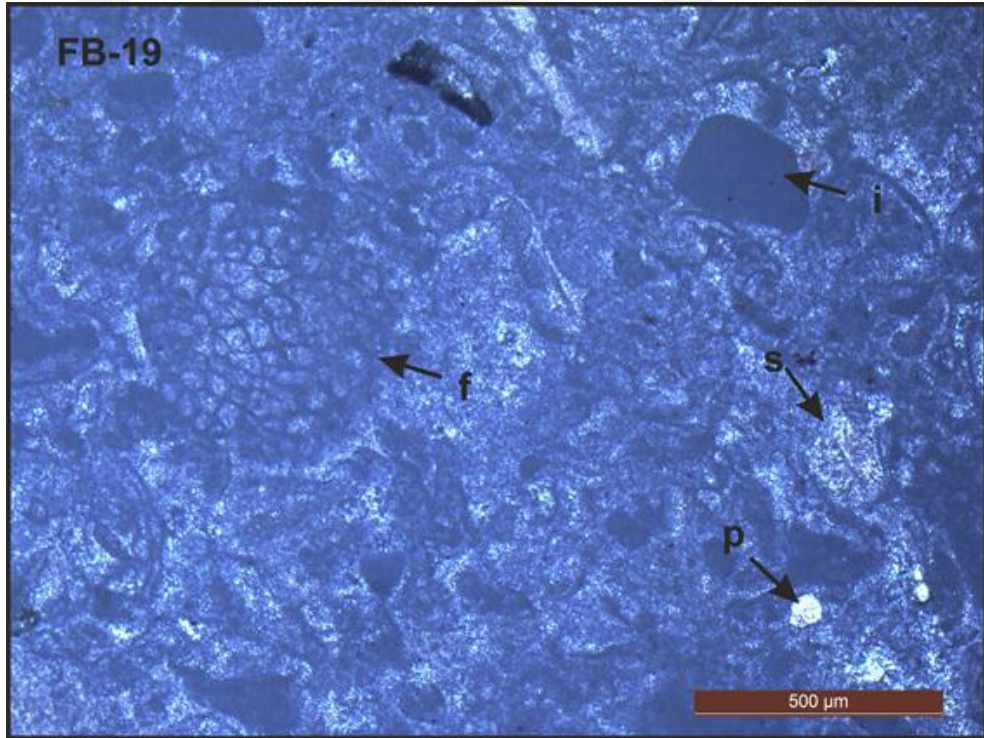
ÖSK-2'den alınan numunelerin ince kesitlerinde mikroskobik özelliklerine bakıldığında %3-4 oranında poroziteli ayrıca çatlaklarda ve mineral yüzeylerinde oksitlenme gözlenmektedir.

Tablo 5.6.ÖK-2'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokomler		Kayaç Adı (Dunham, 1962)
			Fosil %	İntraklast %	Ooid %	Pelled %	Sparit %	Mikrit %	
FB1	100		88					12	İSTİFTAŞI
FB2	100		91					9	İSTİFTAŞI
FB3	100		92					8	İSTİFTAŞI
FB4	100		73					27	İSTİFTAŞI
FB5	100		15	53		2	25	5	TANETAŞI
FB6	100		92					8	İSTİFTAŞI
FB7	100		94					6	İSTİFTAŞI
FB8	100		92					8	İSTİFTAŞI
FB9	100		95					5	İSTİFTAŞI
FB10	100		64					36	İSTİFTAŞI
FB11	100		68					32	İSTİFTAŞI
FB12	100		70					30	İSTİFTAŞI
FB13	100		96					4	İSTİFTAŞI
FB14	100		72					28	İSTİFTAŞI
FB15	100		86					14	İSTİFTAŞI
FB16	30	70							KALSİTİK DOLOMİT
FB17	30	70							KALSİTİK DOLOMİT
FB18	80	20							DOLOMİTİK KİREÇTAŞI
FB19	100		74	5		1	20		TANETAŞI

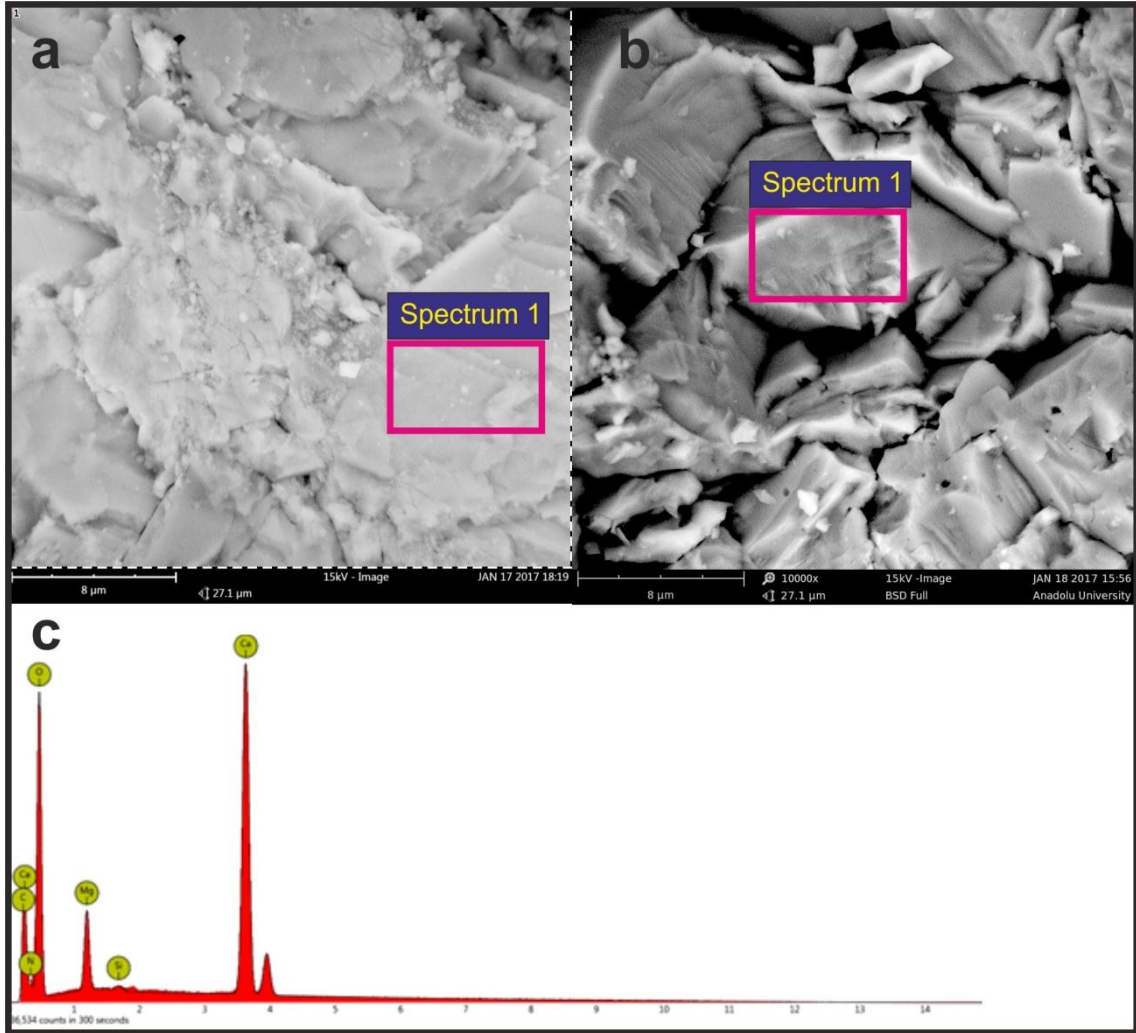


Şekil 5.16. Mikritle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları içeren kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: İstiftaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FB-13; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: mikrit, f: fosil).



Şekil 5.17. Sparitle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları, intraklast taneleri içeren kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: tanetaşı; N: FB-19; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; s: sparit, i: intraklast, f: fosil, p: porozite).

ÖSK-2'den alınan örneklerden (FB-17) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu yarı özşekilli-özşekilsiz, ince- kristalli, kalsit kristalleri tespit edilmiş ve EDX diyagramı çizdirilmiştir (Şekil 5.18. a-c). Bu numunelere ait EDX'e göre mineral bileşimleri de Tablo 5.7. C-D'de verilmiştir.



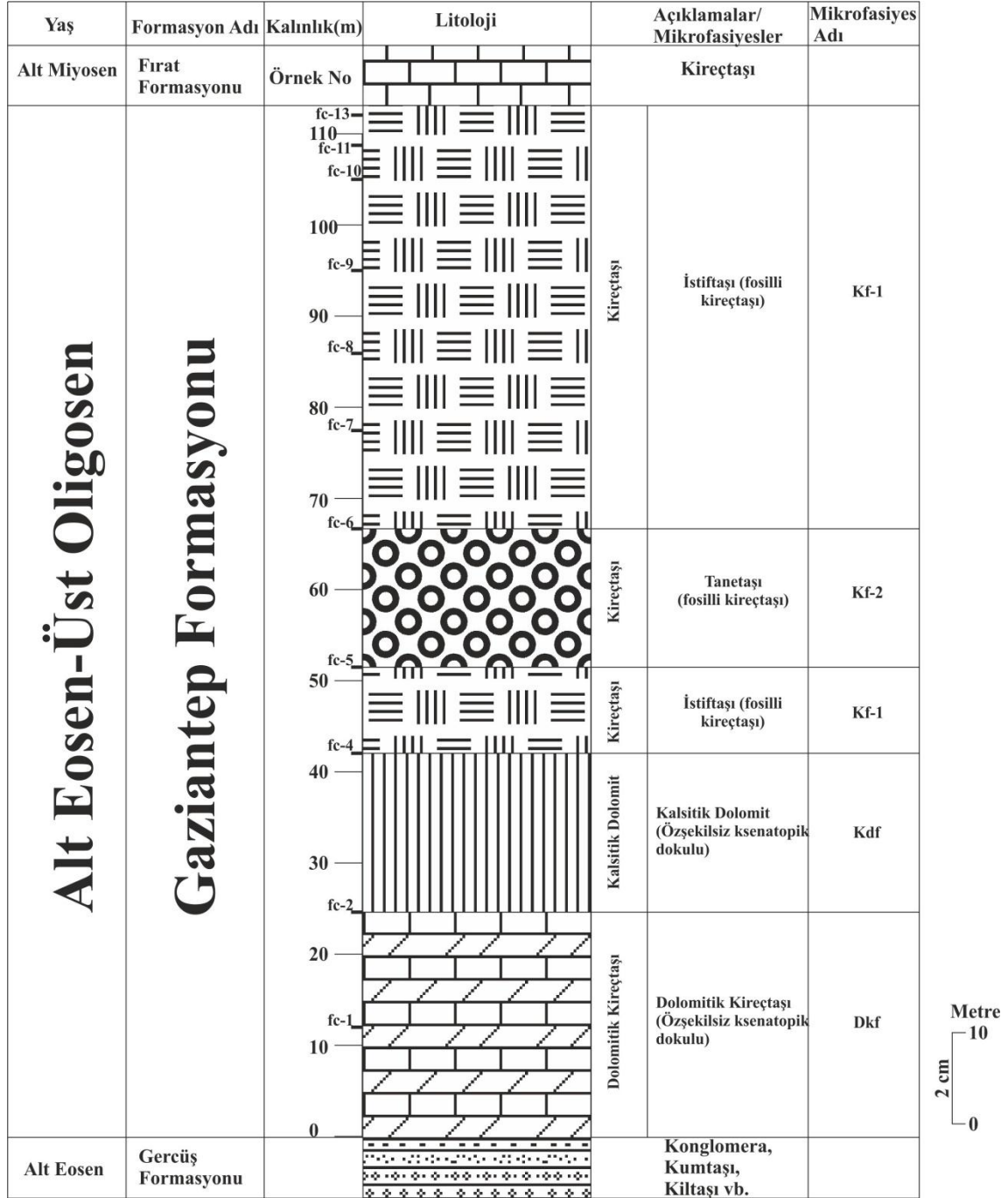
Şekil 5.18. a-b-c. FB-17 no'lu numunenin (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX), (İnce kristalli, yarı özşekilli-özşekilsiz dolomit kristalleri).

Tablo 5.7. FB-17 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum 1).

Element Number	Element Symbol	Element Name	Confidence	Atomic%	Weight	Error
20	Ca	Calcium	100	11,2	23,7	0,3
8	O	Oxygen	100	77,2	65,4	0,4
6	C	Carbon	Manual	2,8	1,8	0,8
12	Mg	Magnesium	100	4,6	5,9	0,9
7	N	Nitrogen	100	4,2	3,1	2,2
14	Si	Silicon	Manual	0,1	0,1	7,9
Total					100	

5.4. ÖSK 3'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

ÖSK-3'den alınan numuneler, Elazığ L44a4 paftası, 595549E-4224260N ile 594918E-4223209N koordinatları arasından alınmıştır. 3 no'lu lokasyondaki kireçtaşları tabanda kalsitik dolomitte başlayıp yukarıya doğru tanetaşı, çamurtaşı ve istiftaşı gözlenmektedir (Şekil 5.19.).

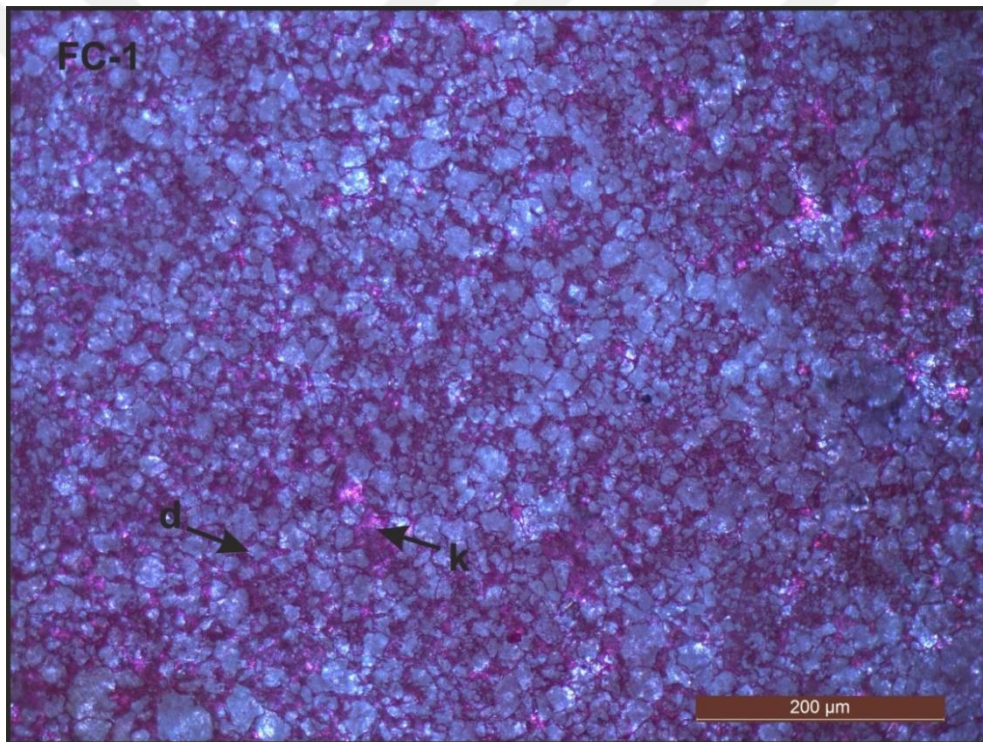


Şekil 5.19. ÖSK-3 Mikrofasiyes dikme kesiti.

Dolomitler mikro-orta boyutlu, özşekilsiz, ksenotopik dokulu ve kristal sınırları girintili çıkıntılı kristallerden oluşmaktadır (Tablo 5.8.). Kristaller arasında mikro-orta boyutlu kalsit kristalleri yer almaktadır (Şekil 5.20-22). Kireçtaşları içerisinde %68-86 fosil, %6-15 sparit ve %14-32 mikrit bulunmaktadır (Tablo 5.9, Şekil 5.23-24.).

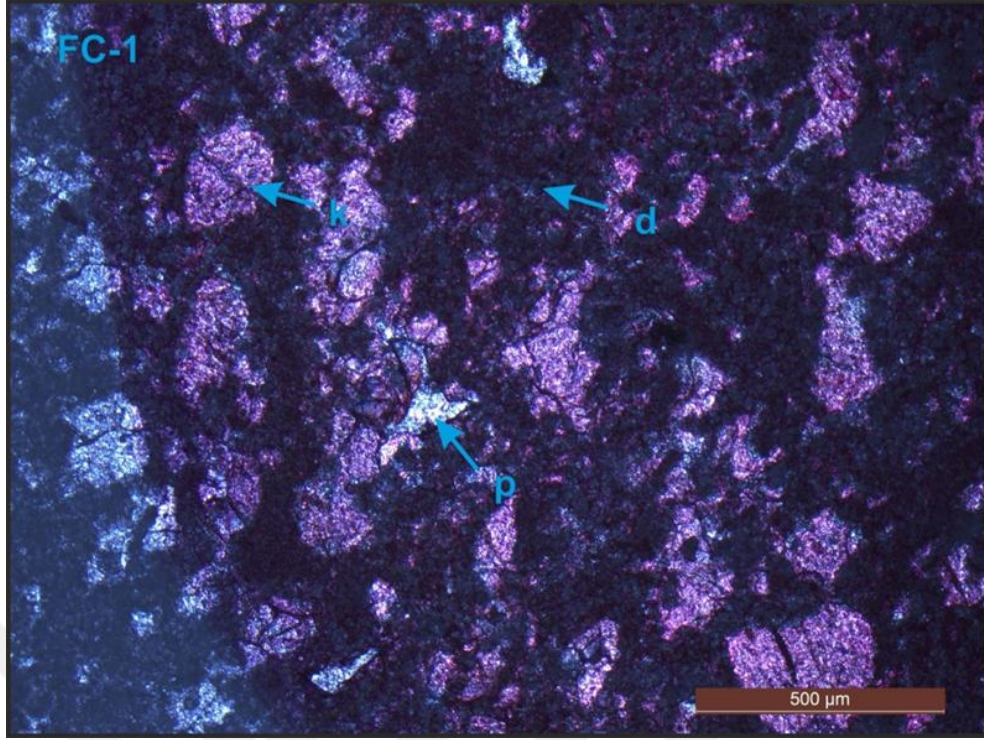
Tablo 5.8. ÖK-3'den alınan dolomit örneklerinin dokusal özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Dolomit Kristallerinin					Doku
			Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
					Öz	Yö	Ös	
FC-13	55	45	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FC-4	43	57	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FC-2	55	45	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FC-1	48	52	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
			Öz= Özşekli	Yö= Yarı Özşekli	Ös=Özşekilsiz			

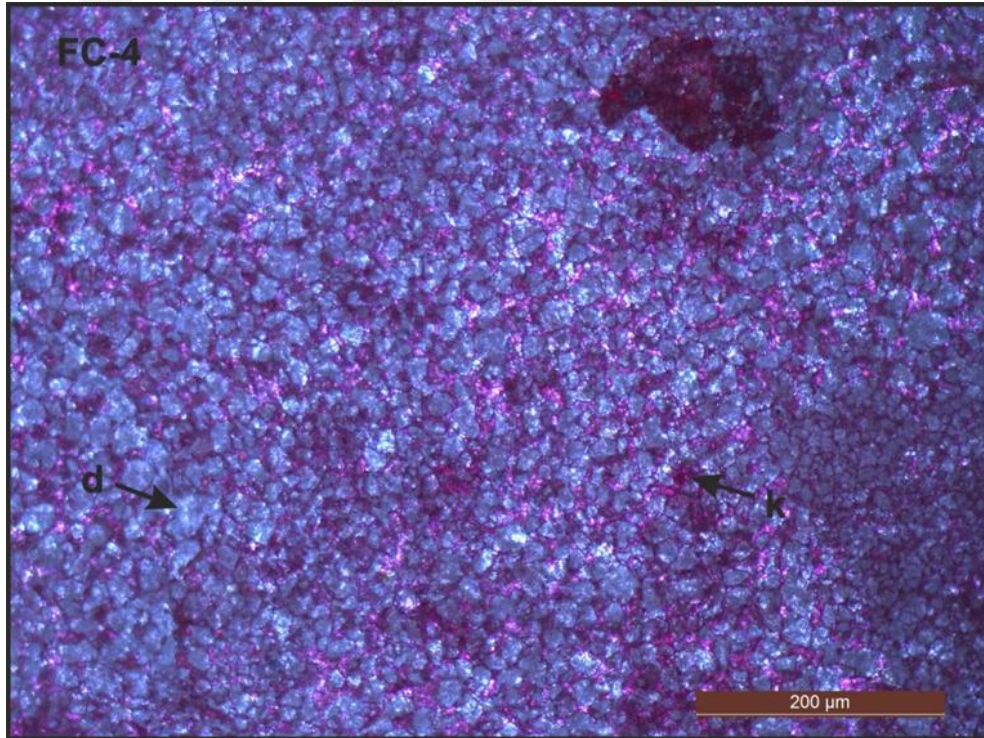


Şekil 5.20. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Dolomitik kireçtaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FC-1; Büyütme 10x, T.N., d: dolomit, k: kalsit).

Bu ölçülü stratigrafi kesitinden alınan kireçtaşı numunelerin mikroskobik özellikleri göz önünde tutularak Dunham (1962) sınıflamasına göre Gaziantep formasyonunda istiftaşı ve tanetaşı şeklinde oldukları gözlenmiştir (Tablo 5.9.).



Şekil 5.21. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu Dolomitik kireçtaşı İnce kesiti (Kayaç adı: Dolomitik kireçtaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FC-1; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).

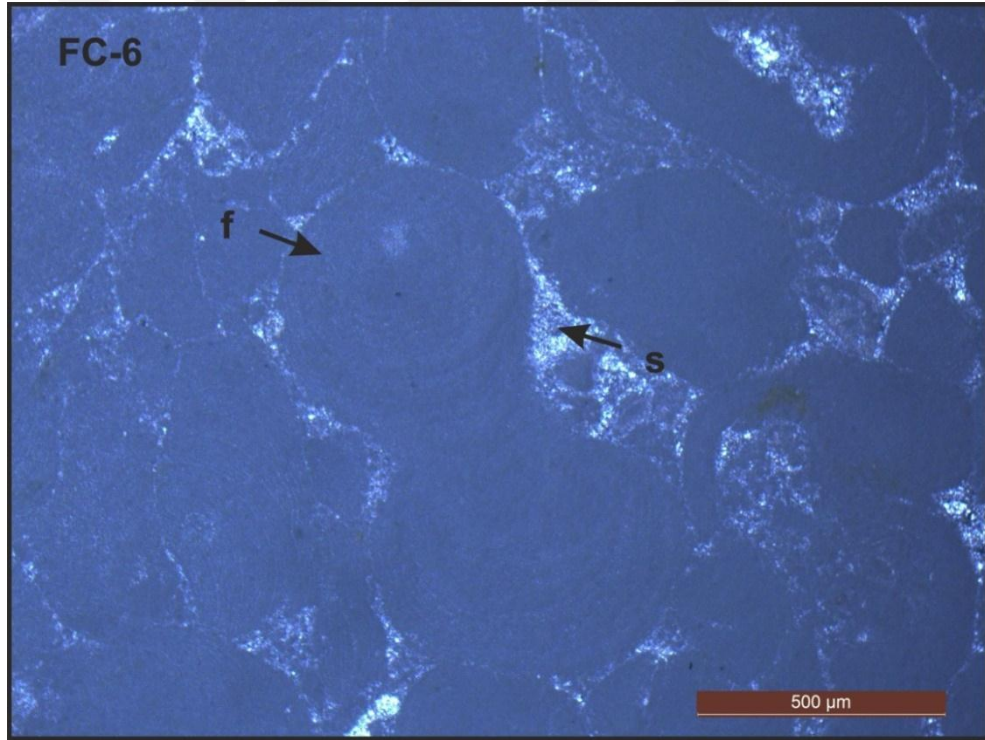


Şekil 5.22. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklar kalsit dolgulu dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Kalsitik Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FC-4; Büyütme 10x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).

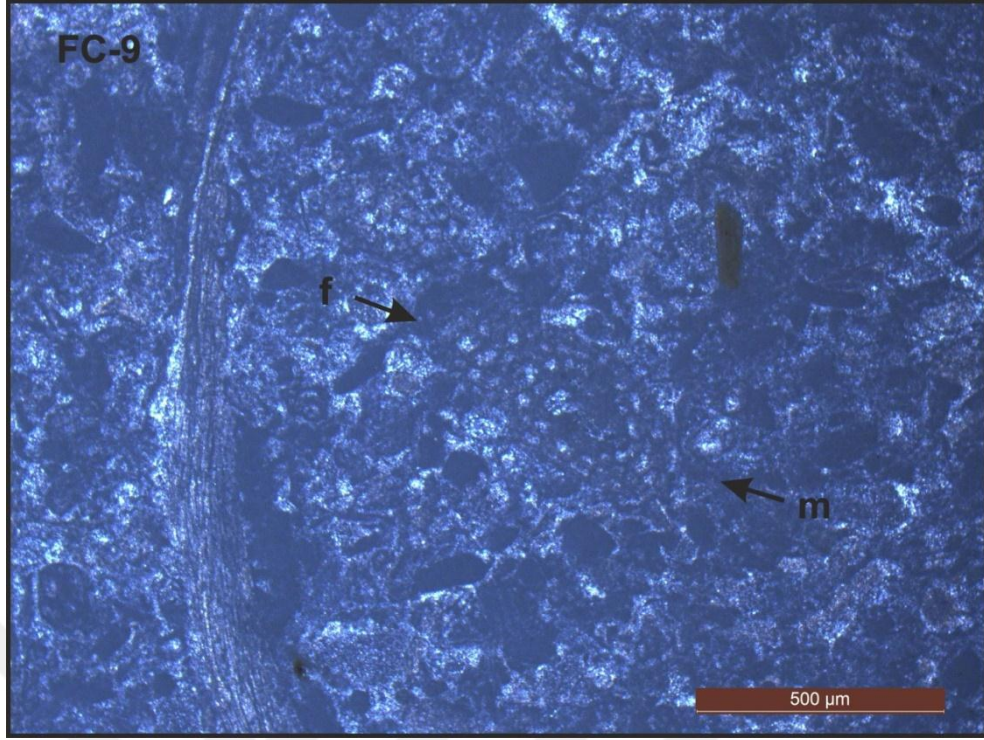
ÖSK-3'den alınan numunelerin ince kesitlerinde mikroskobik özelliklerine bakıldığında %2-4 oranında poroziteli, ayrıca çatlaklarda ve mineral yüzeylerinde oksitlenme gözlenmektedir.

Tablo 5.9. ÖK-3'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokomler		Kayacın Adı (Dunham, 1962)
			Fosil %	İntraklast %	Ooid %	Pelled %	Sparit %	Mikrit %	
FC13	100	0	72				7	21	İSTİFTAŞI
FC11	100		76				7	17	İSTİFTAŞI
FC10	100		74				6	20	İSTİFTAŞI
FC9	100		84					16	İSTİFTAŞI
FC8	100		74					26	İSTİFTAŞI
FC7	100		68					32	İSTİFTAŞI
FC6	100		85				15		TANETAŞI
FC5	100		86					14	İSTİFTAŞI
FC4	43	57							KALSİTİK DOLOMİT
FC2	78	22							DOLOMİTİK KİREÇTAŞI
FC1	60	40							DOLOMİTİK KİREÇTAŞI



Şekil 5.23. Sparitle tutturulmuş fosil taneleri içeren ince kesiti (Kayacın adı: tanetaşı; N: FC-6; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; s: sparit, intraklast, f: fosil).



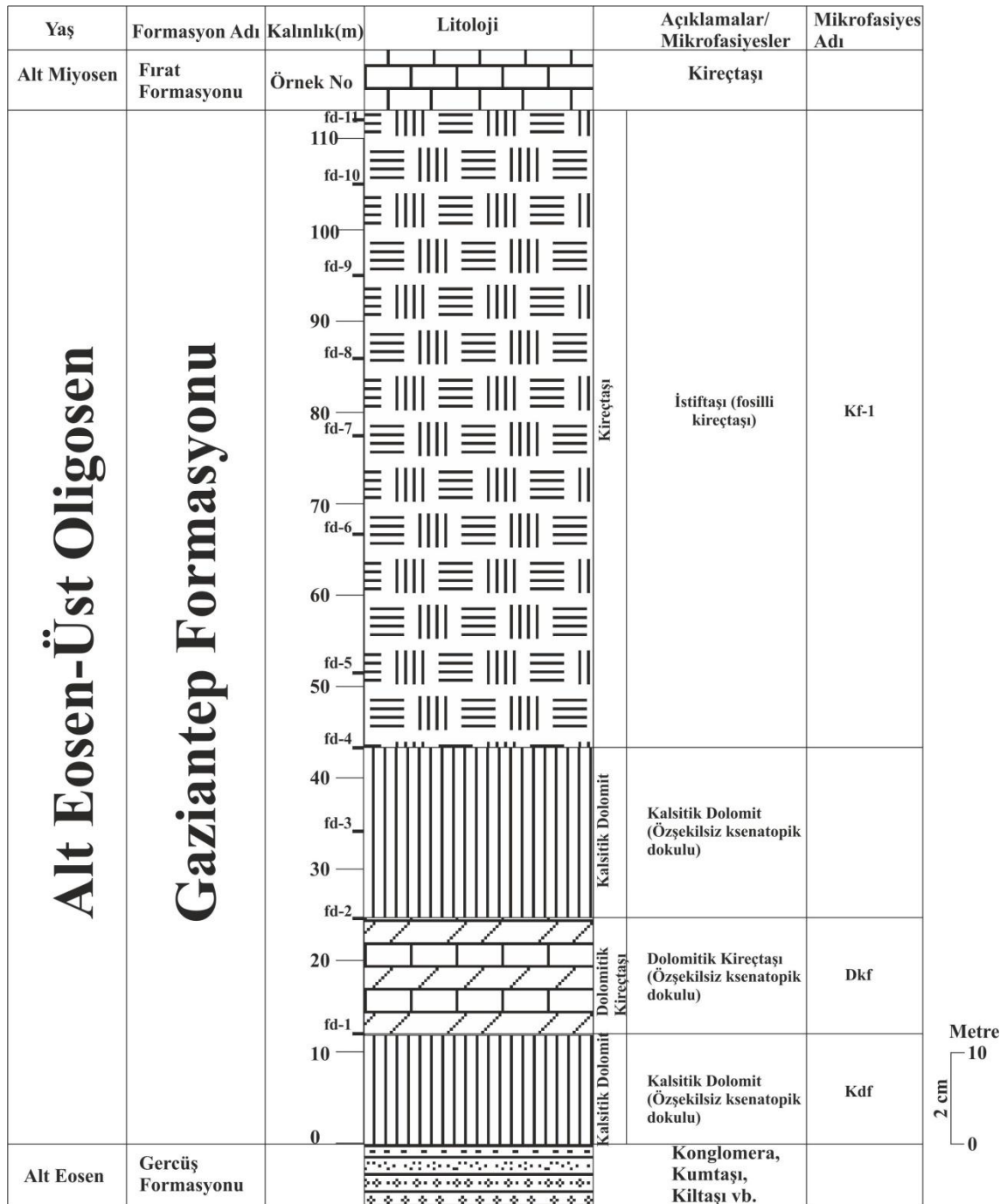
Şekil 5.24. Mikritle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları içeren kireçtaşı ince kesiti (Kayaç adı: İstiftaşı; N: FC-9; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: mikrit, f: fosil).

5.5. ÖSK 4'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

ÖSK-4'den alınan numuneler, Elazığ L44a4 paftası, 595549E-4224260N ile 594918E-4223209N koordinatları arasından alınmıştır. 4 no'lu lokasyondaki kireçtaşları tabanda kalsitik dolomitte başlayıp yukarıya doğru istiftaşına geçiş göstermektedir (Şekil 5.25.). Dolomitler mikro-orta boyutlu, özşekilsiz, ksenotopik dokulu ve kristal sınırları girintili çıkıntılı kristallerden oluşmaktadır (Tablo 5.10.). Kirli görümlü kristaller arasında mikro-orta boyutlu kalsit kristalleri yer almaktadır (Şekil 5.26-27.). Kireçtaşları içerisinde %7-86 fosil, %8-20 intraklast, %1 pelled, %5-15 sparit ve %14-94 mikrit bulunmaktadır (Tablo 5.11.- Şekil 5.28.).

Bu ölçülü stratigrafi kesitinden alınan kireçtaşı numunelerin mikroskobik özellikleri göz önünde tutularak Dunham (1962) sınıflamasına göre Gaziantep formasyonunda istiftaşı ve tanetaşı şeklinde oldukları gözlenmiştir (Tablo 5.11.).

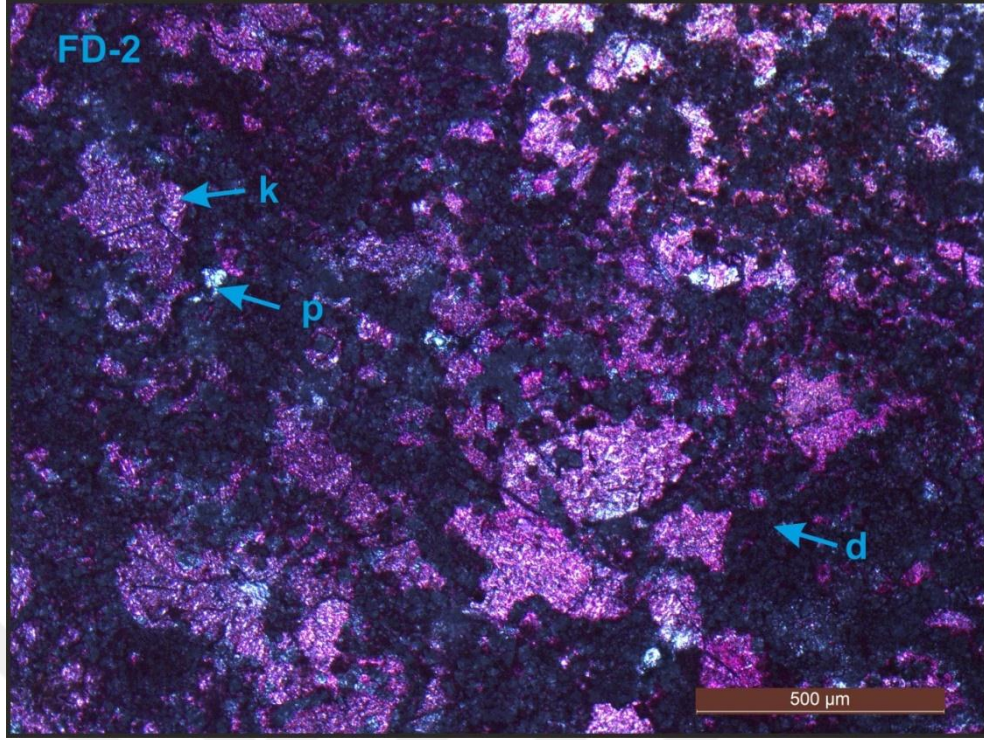
ÖSK-4'den alınan numunelerin ince kesitlerinde mikroskobik özelliklerine bakıldığında %1-4 oranında poroziteli ayrıca çatlaklarda ve mineral yüzeylerinde oksitlenme gözlenmektedir.



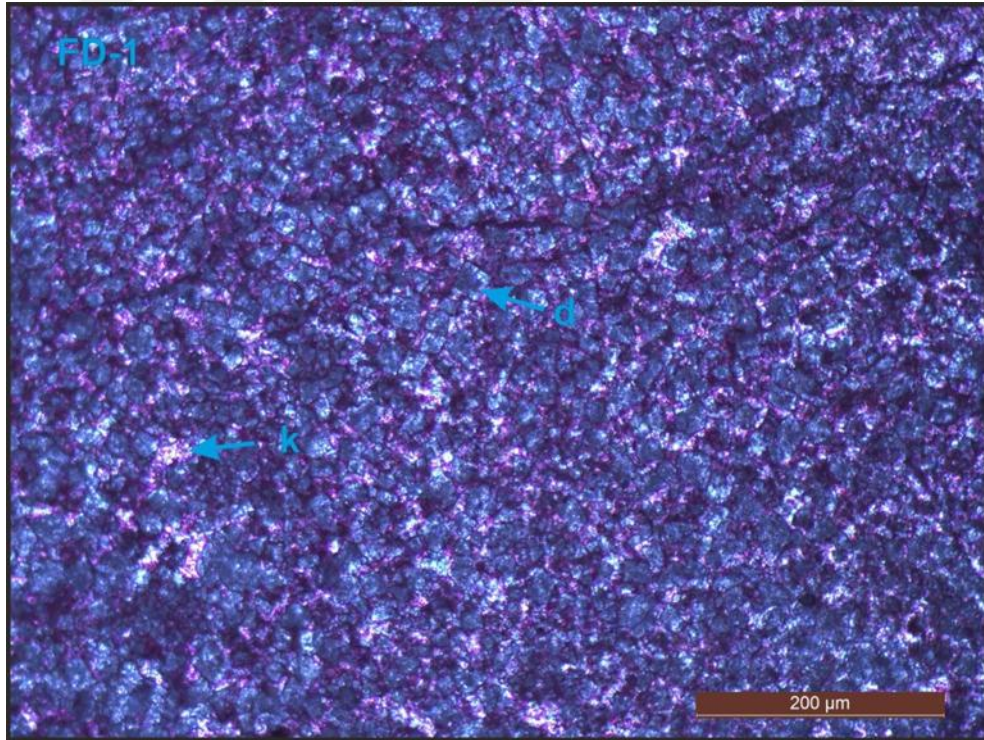
Şekil 5.25. ÖSK-4 Mikrofasiyes dikme kesiti.

Tablo 5.10. ÖK-4'den alınan dolomit örneklerinin dokusal özellikleri.

Kesit No	Kalsit içeriği %	Dolomit içeriği%	Dolomit Kristallerinin					Doku
			Tane Boyutu	Boylanma	Tane Şekli			
					Öz	Yö	Ös	
FD-4	47	53	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FD-3	60	40	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FD-2	60	40	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
FD-1	47	53	Mikro	iyi			X	Ksenotopik
			Öz= Özşekilli	Yö= Yarı Özşekilli	Ös=Özşekilsiz			



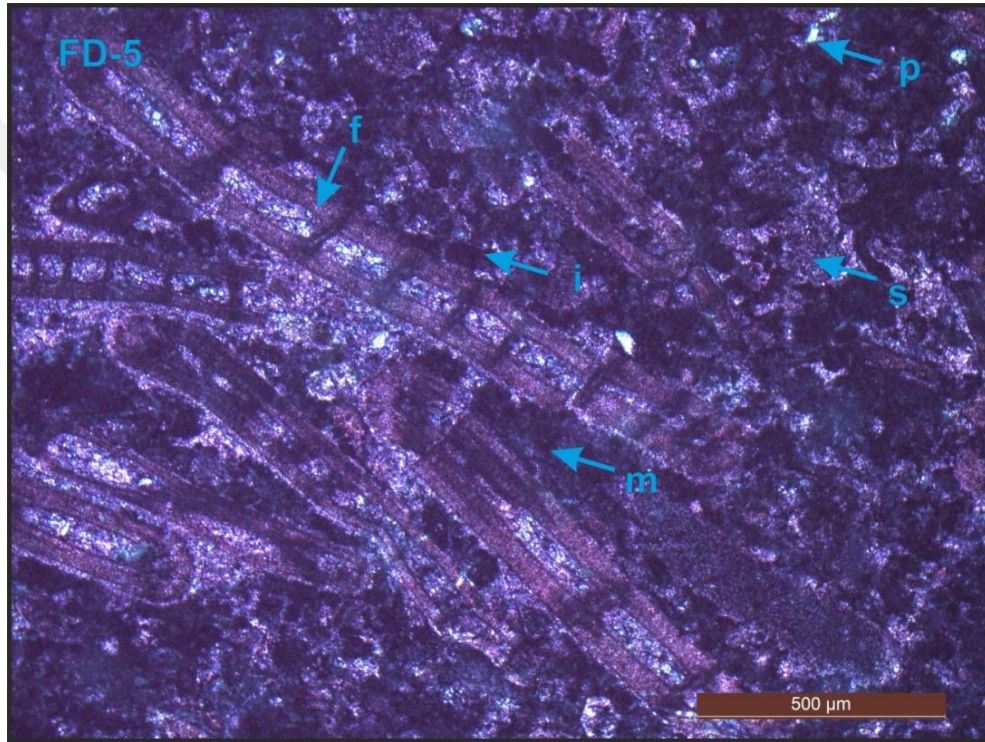
Şekil 5.26. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluk dolgulu kalsit kristalleri içeren dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Dolomitik kireçtaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FD-2; Büyütme 4x, T.N., d: dolomit, k: kalsit, p: porozite).



Şekil 5.27. Mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri ve kalsit dolgulu boşluklar içeren dolomit ince kesiti (Kayaç adı: Kalsitik Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FD-1; Büyütme 10x, T.N., d: dolomit, k: kalsit).

Tablo 5.11. ÖK-4'den alınan örneklerin mikroskopik özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokomler		Kayacın Adı (Dunham, 1962)
			Fosil %	İntraklast %	Ooid %	Pelled %	Sparit %	Mikrit %	
FD11	100		41	20			15	24	İSTİFTAŞI
FD10	100		74					26	İSTİFTAŞI
FD9	100		86					14	İSTİFTAŞI
FD8	100		76					24	İSTİFTAŞI
FD7	100		77					23	İSTİFTAŞI
FD5	100		71	8		1	5	15	İSTİFTAŞI
FD4	25	75							KALSİTİK DOLOMİT
FD3	40	60							KALSİTİK DOLOMİT
FD2	70	30							DOLOMİTİK KİREÇTAŞI
FD1	35	65							KALSİTİK DOLOMİT



Şekil 5.28. Mikritle ve az miktarda sparitle tutturulmuş fosil taneleri, kavkı parçaları, intraklast taneleri (Kayaç adı: İstiftaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: FD-5; Büyütme 4x, görünüm tek nikol; m: mikrit, s: sparit, f: fosil, i: intraklast, p: porozite).

6. MİNERALOJİK XRD ÇALIŞMALARI

İnceleme alanından alınan 10 adet numunenin XRD analizi yaptırılmıştır (Şekil 6.1.).

İnceleme alanından alınan numunelerin XRD analizi yöntemiyle kalsit (3,034 Å) ve dolomit (2,886 Å) d104 pikleri çizdirilmiştir. 10 numunenin 3'ü kalsit, 2'si dolomit ve 5'i kalsitik dolomit olarak tespit edilmiştir. Ösk-1'den alınan karbonatlı kayalardan yaptırılan XRD çekim sonucu Tablo 6.1'de gösterilmiştir. Bu lokasyondan alınan örneklerdeki dolomitin 100'lük piki 2.8558-2.8506-2.8941-2.8732 Å, kalsitin 3.6334-3.0403-3.0156 Å'dur (Şekil 6.2-3-4-5).

Tablo 6.1. ÖSK-A'dan alınan karbonatlı kayaç örneklerinin XRD sonuçları.

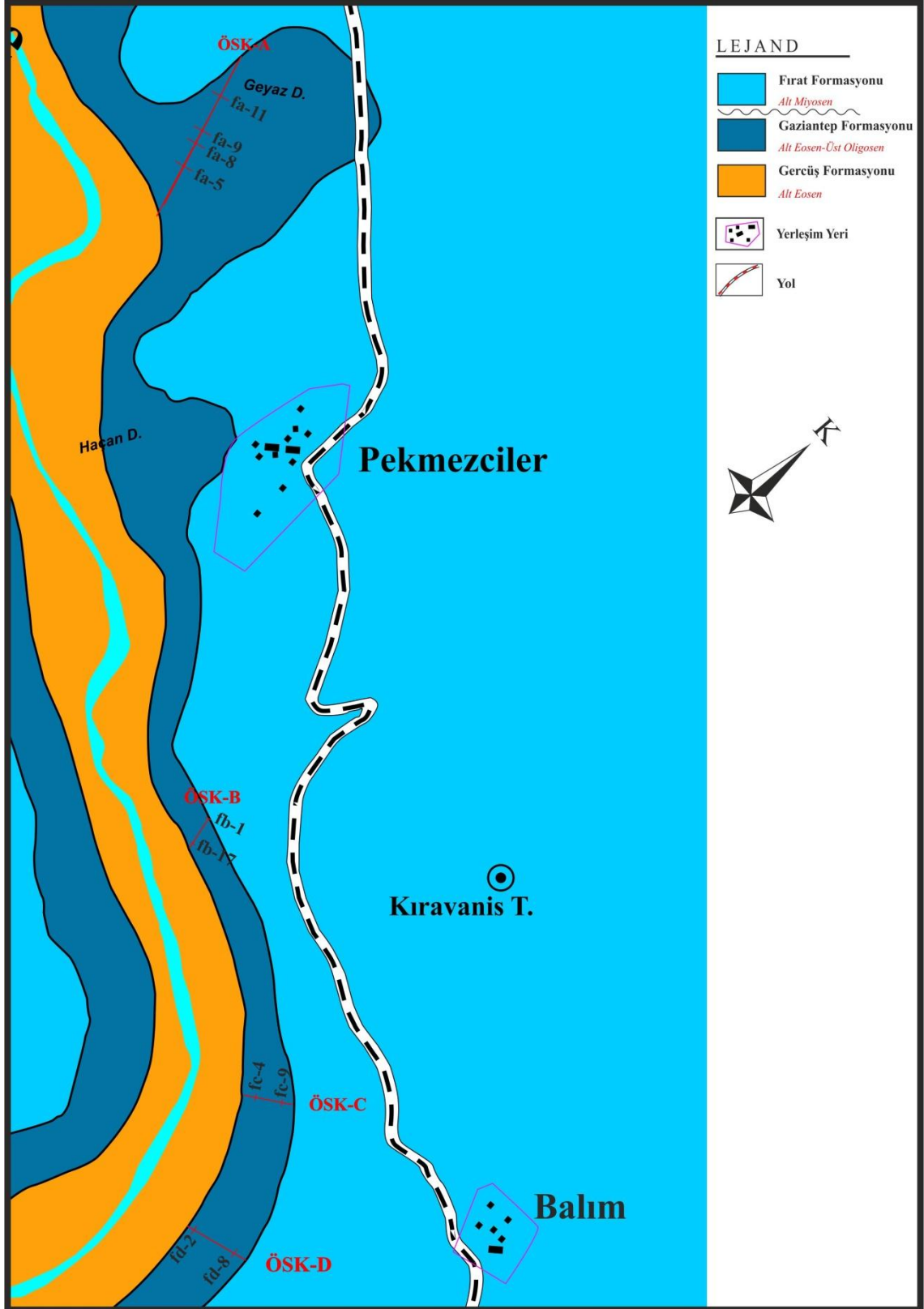
Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
A-5	95	5	0	0
A-8	100	0	0	0
A-9	86,1	13,9	0	0
A-11	82,9	17,1	0	0

Ösk-B'den alınan karbonatlı kayalardan yaptırılan XRD çekimleri sonucunda, karbonatlı kayalarda feldispat ve kuvars içeriği tespit edilmemiştir (Tablo 6.2). Bu lokasyondan alınan örnekteki karbonatlı kayaların 100'lük piki, kalsit 2.9958-3.0049 Å, dolomit 2.8594 Å'dur (Şekil 6.6-7).

Tablo 6.2. ÖSK-B'den alınan karbonatlı kayaç örneklerinin XRD sonuçları.

Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
B-1	0	100	0	0
B-17	54	46	0	0

Ösk-C'den alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonucunda, karbonatlı kayalarda feldispat ve kuvars içeriği tespit edilmemiştir (Tablo 6.3). Bu lokasyondan alınan örnekteki karbonatlı kayaların 100'lük piki, kalsit 3.0129-2.9985 Å, dolomit 2.8663 Å'dur (Şekil 6.8-9).



Şekil 6.1. XRD örneklerinin yerleri.

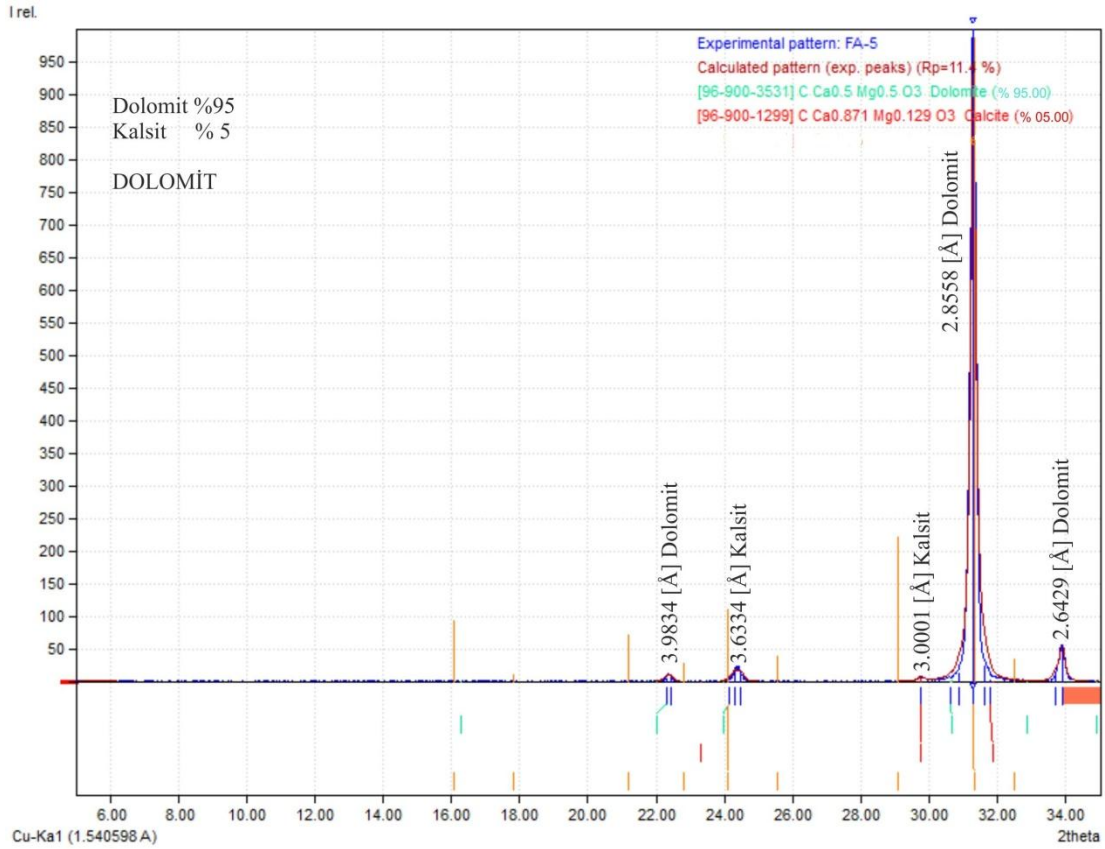
Tablo 6.3. ÖSK-C'den alınan karbonatlı kayaç örneklerinin XRD sonuçları.

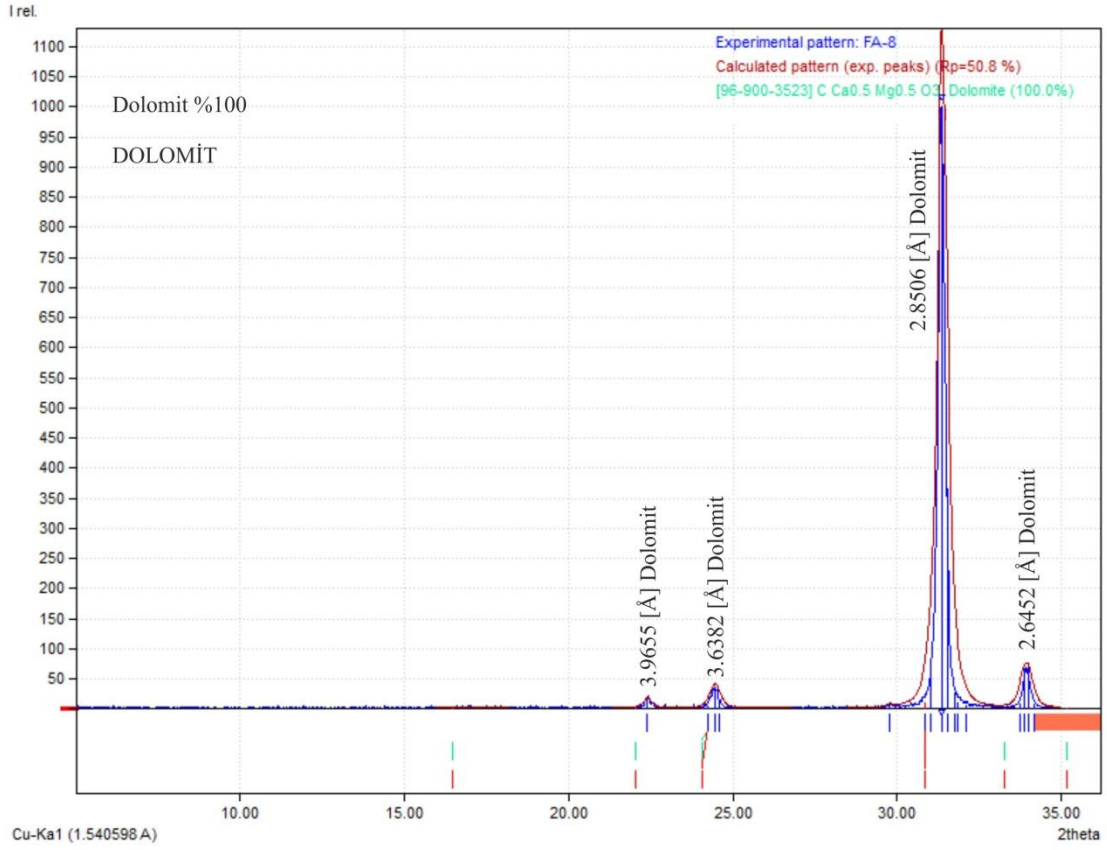
Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
C-4	40	60	0	0
C-9	0	100	0	0

Ösk-D'den alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonucunda, karbonatlı kayaçlarda feldispat ve kuvars içeriği tespit edilmemiştir (Tablo 6.4). Bu lokasyondan alınan örnekteki karbonatlı kayaçların 100'lük piki, kalsit 3.0321-3.0021 Å, dolomit 2.8849 Å'dur (Şekil 6.10-11).

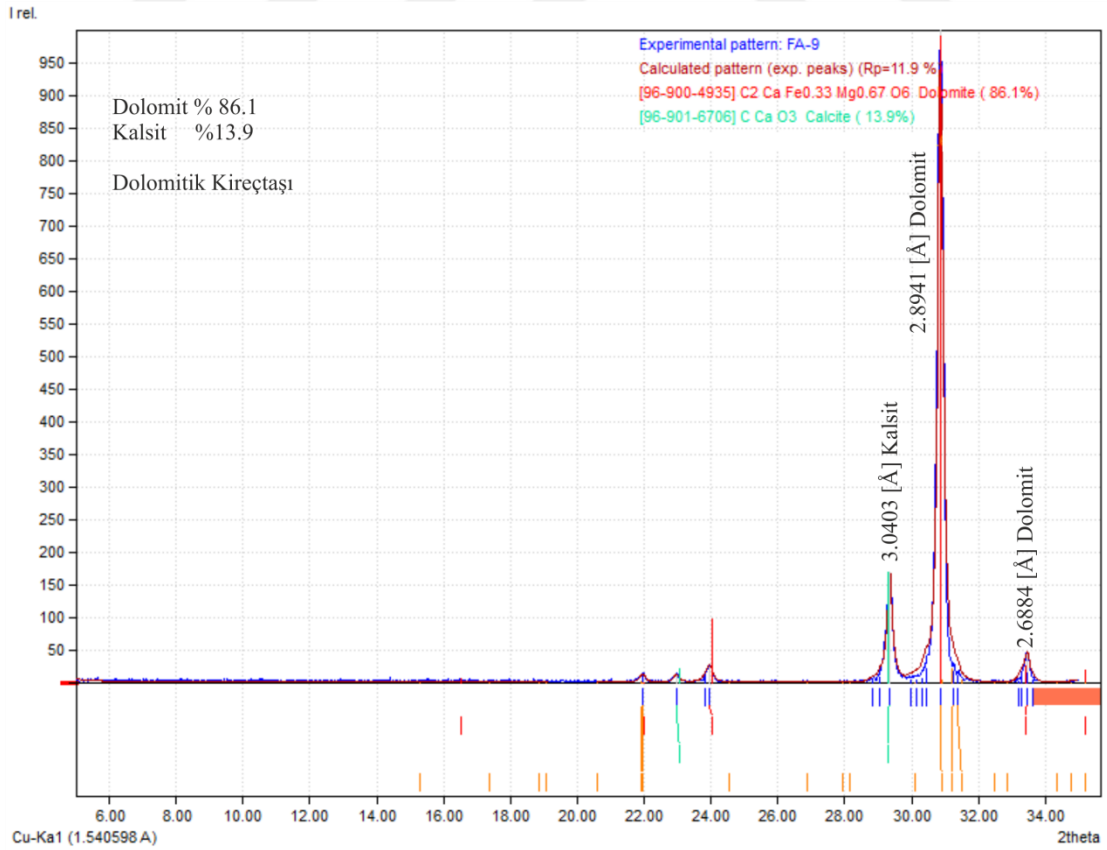
Tablo 6.4. ÖSK-D'den alınan karbonatlı kayaç örneklerinin XRD sonuçları.

Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
D-2	40	60	0	0
D-8	0	100	0	0

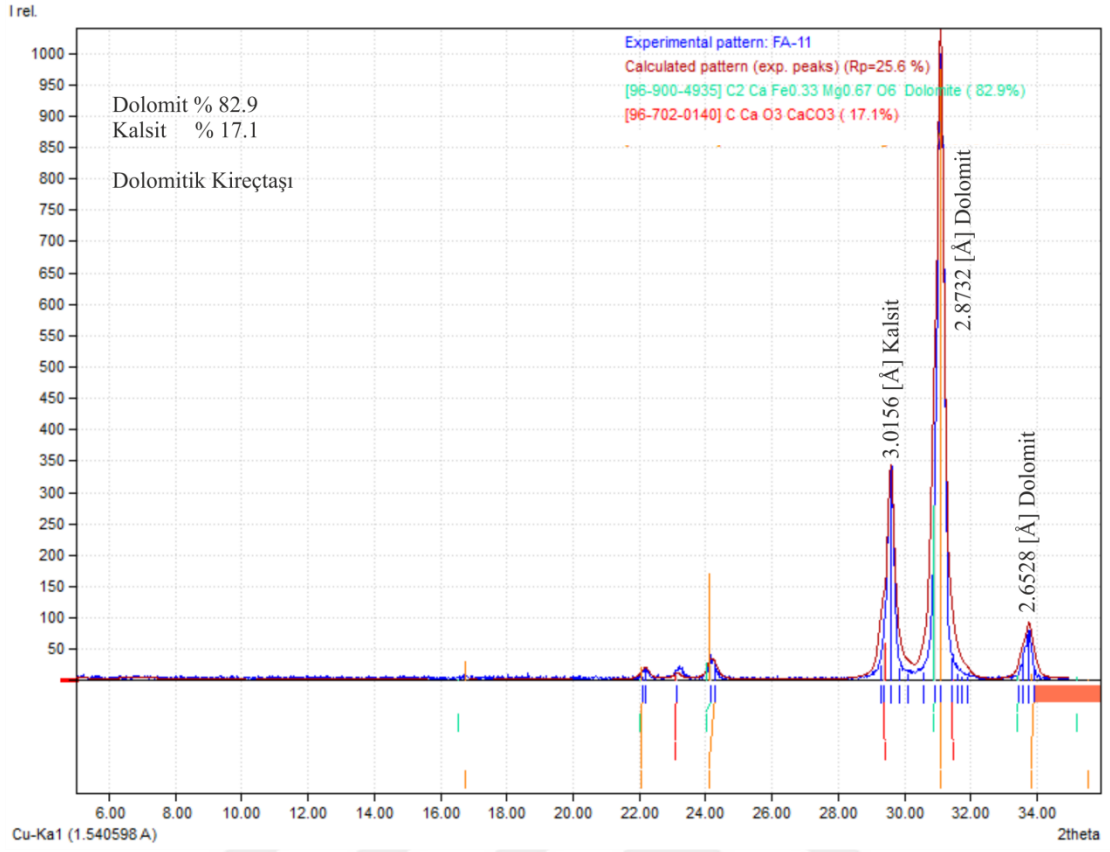
**Şekil 6.2.** ÖSK-A'dan alınan A-5 no'lu numunenin XRD grafiği.



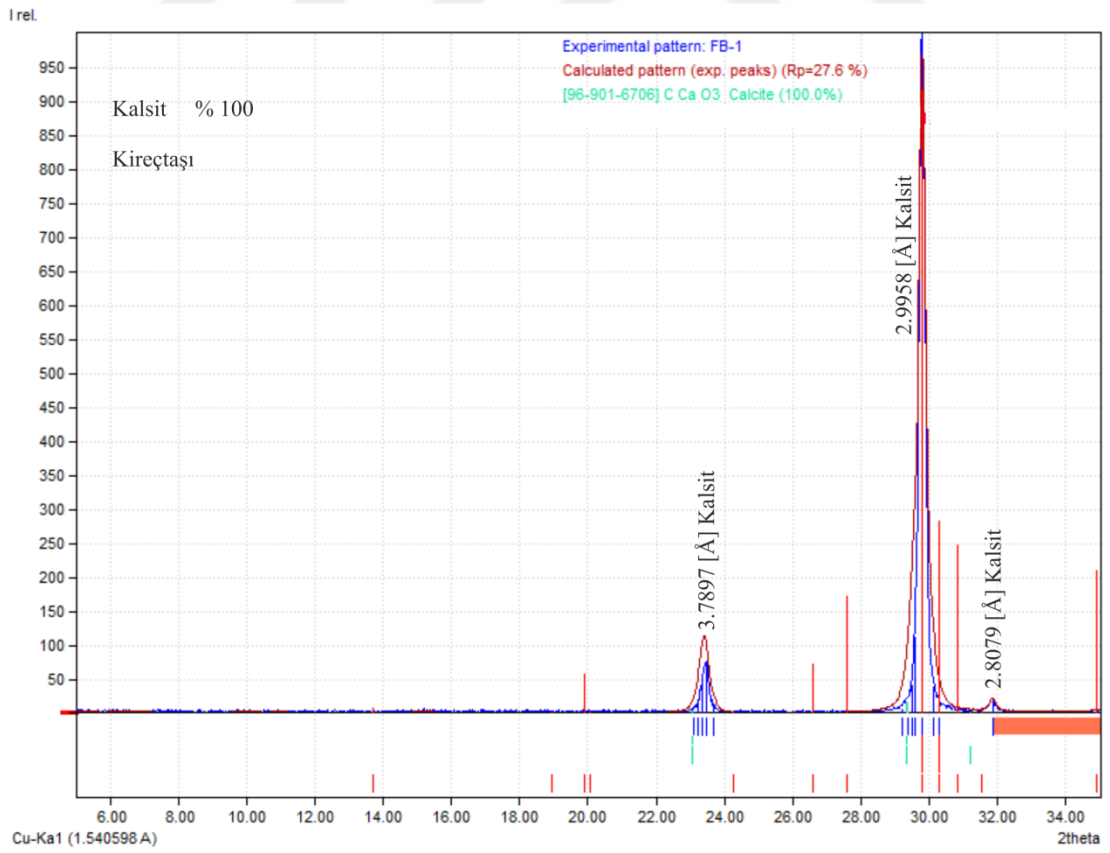
Şekil 6.3. ÖSK-A'dan alınan A-8 no'lu numunenin XRD grafiği.



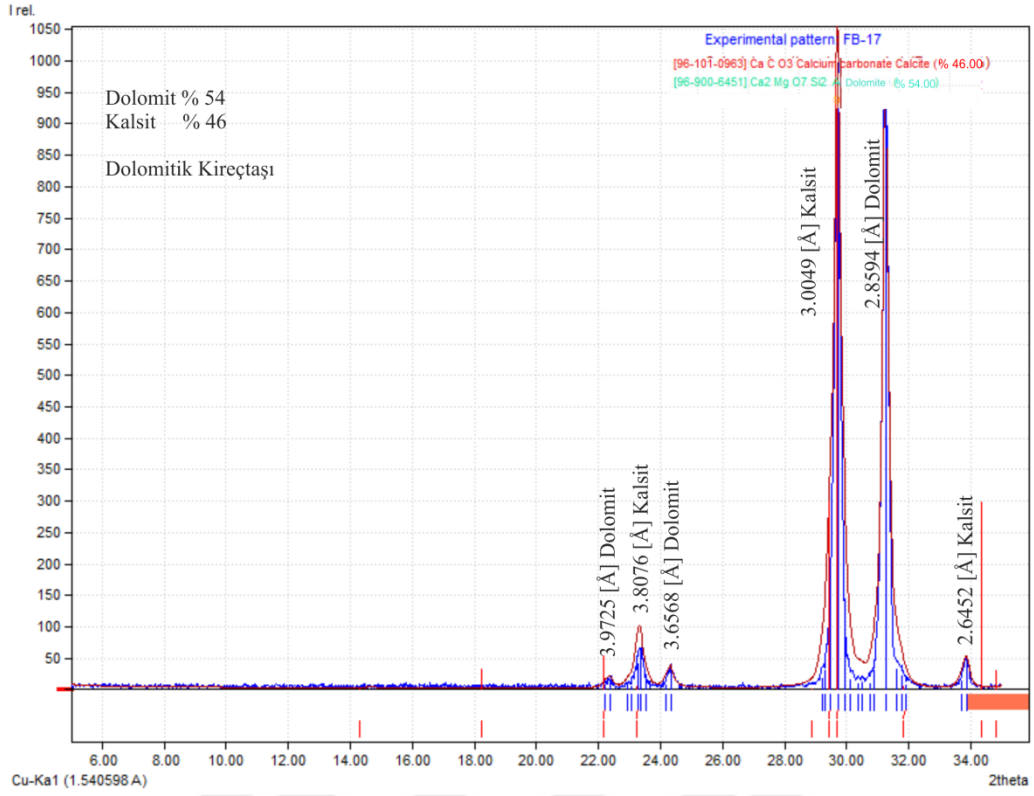
Şekil 6.4. ÖSK-A'dan alınan A-9 no'lu numunenin XRD grafiği.



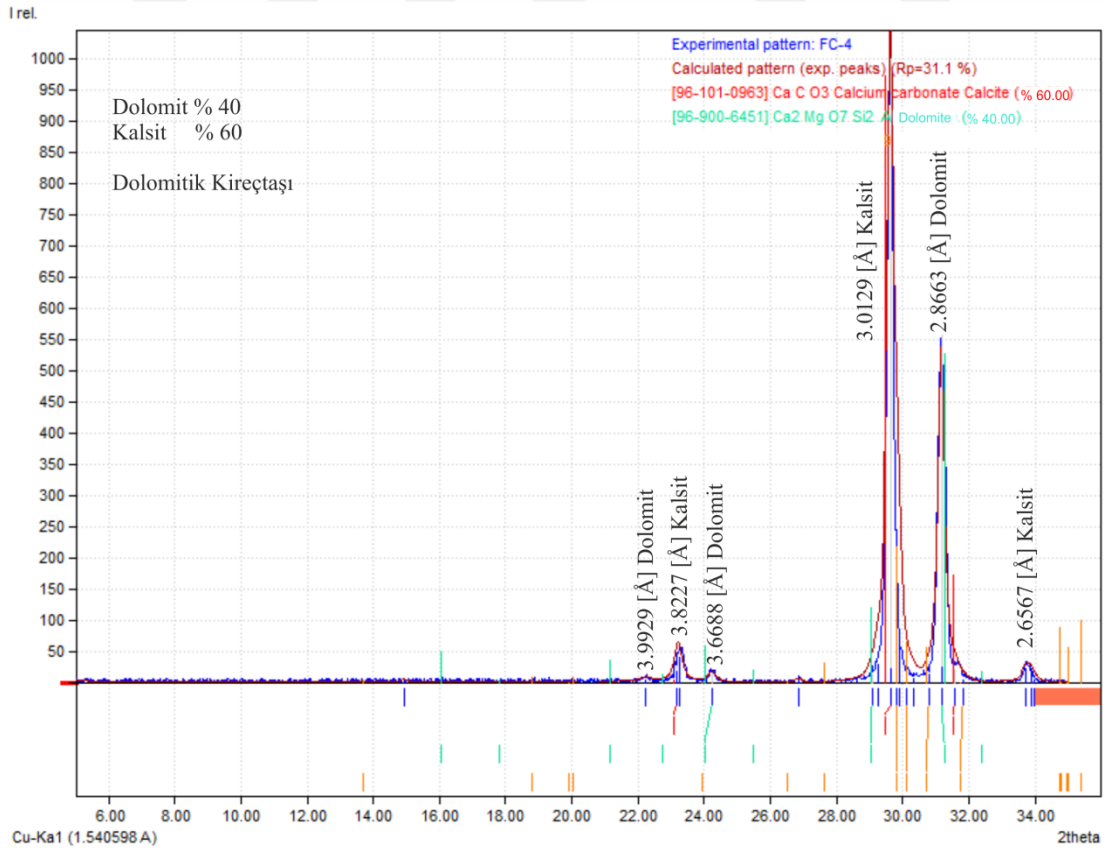
Şekil 6.5. ÖSK-A'dan alınan A-11 no'lu numunenin XRD grafiği.



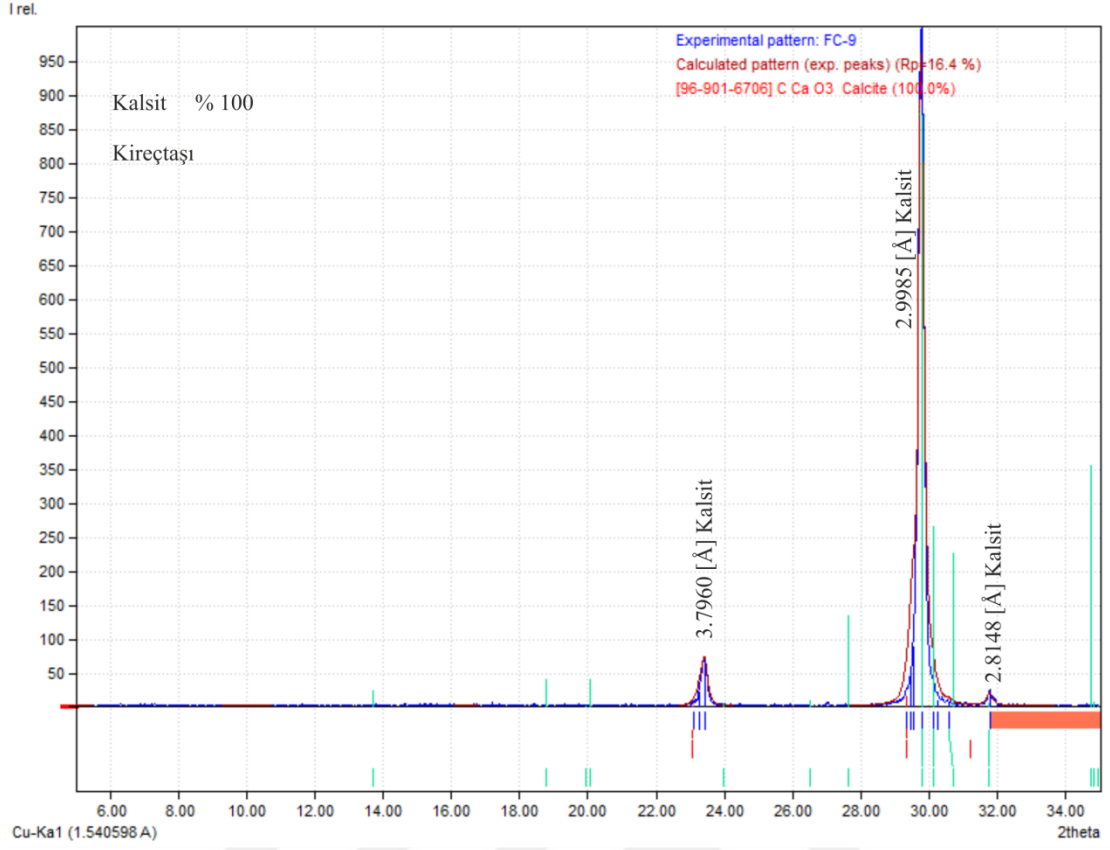
Şekil 6.6. ÖSK-B'den alınan B-1 no'lu numunenin XRD grafiği.



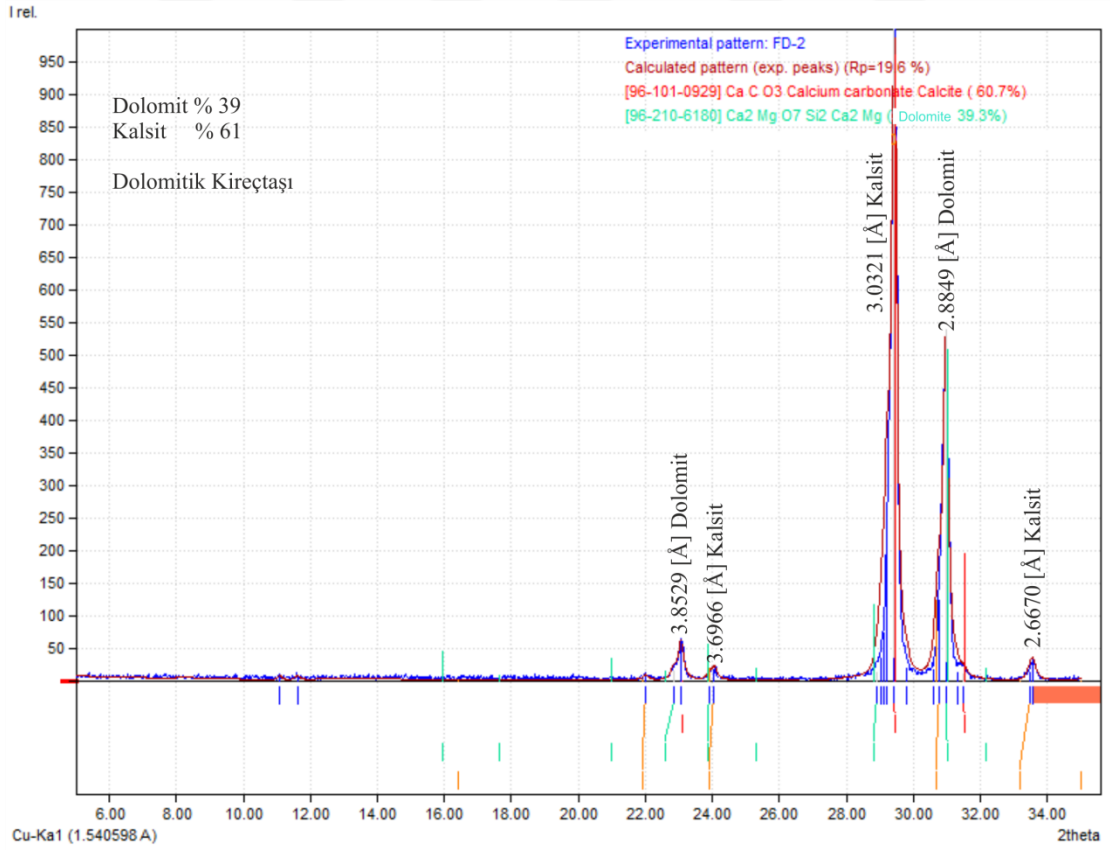
Şekil 6.7. ÖSK-B'den alınan B-17 no'lu numunenin XRD grafiği.



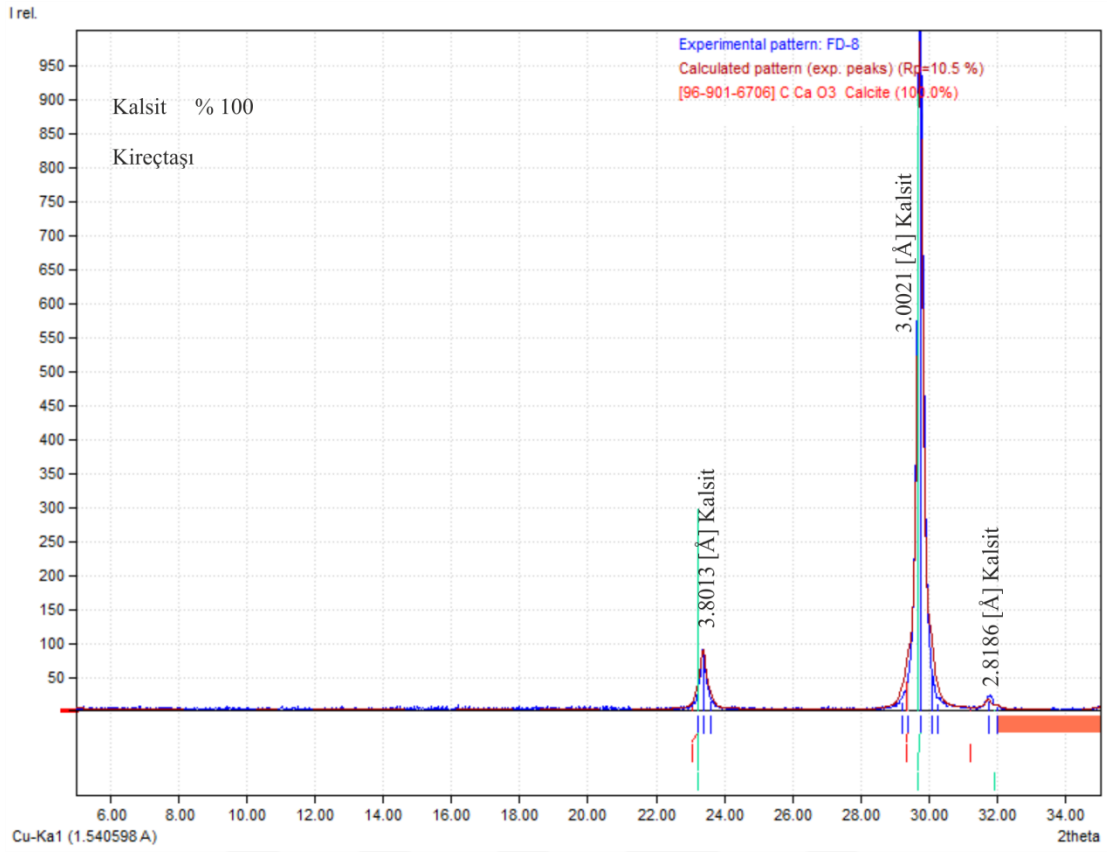
Şekil 6.8. ÖSK-C'den alınan C-4 no'lu numunenin XRD grafiği.



Şekil 6.9. ÖSK-C'den alınan C-9 no'lu numunenin XRD grafiği.



Şekil 6.10. ÖSK-D'den alınan D-2 no'lu numunenin XRD grafiği.



Şekil 6.11. ÖSK-D'den alınan D-8 no'lu numunenin XRD grafiği.

7. GAZİANTEP FORMASYONU KİREÇTAŞLARININ JEOKİMYASI

İnceleme alanından alınan 30 numunenin ACME analytical laboratuvarında ICP-MS'te ana oksit, iz-eser element ve nadir toprak element analizi yaptırılmıştır.

Numunelerin XRD çekimleri, kimyasal analiz sonuçları ve petrografik incelemeleri birbiriyle uyumludur. 25 adet numune $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerlerinin tespiti için Arizona Üniversitesi duraylı izotop laboratuvarına gönderilmiştir.

İnceleme alanındaki Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının kimyasal analizi sonucunda, CaCO_3 içeriği % 55-99 mol arasında, MgCO_3 içeriği % 1-45 mol arasında değiştiği belirlenmiştir (Tablo 7.1). Ana oksit içerikleri; SiO_2 içeriği % 0.07-1.27, Al_2O_3 içeriği %0-0.40 CaO içeriği %31.06-55.91, Fe_2O_3 içeriği %0.01-0.22, MgO içeriği %0.23-21.66, K_2O içeriği %0-0.7, Na_2O içeriği %0-0,4, TiO_2 içeriği %0-0.02, MnO içeriği %0, P_2O_5 içeriği %0-0.7 olarak saptanmıştır. TOT/C'nin değişim aralığı %11.79-12.78 arasındadır (Tablo 7.2). Sr içeriğinin 48.1-440.6 ppm, Ba içeriğinin 2-15 ppm ve Rb içeriğinin de 0.2-2.6 ppm civarında olduğu belirlenmiştir (Tablo 7.3). Nadir toprak element içerikleri Tablo 7.4'de verilmiştir.

Dolomit teorik olarak % 30.4 CaO , % 21.7 MgO ve 47.9 CO_2 içermektedir. Böyle bir bileşime sahip dolomitin CaO/MgO oranı 1:4 dür (Kuşçu ve diğ. 2001).

Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının CaO/MgO oranının 1.43-243.09 arasında değiştiği belirlenmiştir (Tablo 7.1). Kuşçu ve diğ., (2001)'nin sınıflandırması Tablo 7.5'de verilmiştir. Buna göre inceleme alanındaki Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının taban kısımları dolomitik bileşimindedir.

Tablo 7.1. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının % MgCO₃ - CaCO₃ mol içerikleri

Örnek no	CaO/MgO	MgCO ₃ %Molar	CaCO ₃ %Molar	Açıklamalar
FA-1	4,18	21,89	78,11	Dolomitik Kireçtaşı
FA-2	5,17	18,48	81,52	Dolomitik Kireçtaşı
FA-5	1,50	43,79	56,21	Dolomit
FA-8	1,43	44,98	55,02	Dolomit
FA-9	1,92	37,87	62,13	Dolomit
FA-11	2,14	35,34	64,66	Kalsitik Dolomit
FA-14	103,42	1,12	98,88	Kireçtaşı
FA-15	119,37	0,97	99,03	Kireçtaşı
FB-1	243,09	0,48	99,52	Kireçtaşı
FB-2	145,37	0,80	99,20	Kireçtaşı
FB-5	179,84	0,65	99,35	Kireçtaşı
FB-6	191,34	0,61	99,39	Kireçtaşı
FB-7	145,21	0,80	99,20	Kireçtaşı
FB-11	158,77	0,73	99,27	Kireçtaşı
FB-13	222,92	0,52	99,48	Kireçtaşı
FB-16	9,59	10,89	89,11	Kalsitik Dolomit
FB-17	3,76	23,78	76,22	Kalsitik Dolomit
FB-18	6,56	15,16	84,84	Dolomitik Kireçtaşı
FC-1	5,09	18,73	81,27	Dolomitik Kireçtaşı
FC-4	4,56	20,46	79,54	Kalsitik Dolomit
FC-5	155,11	0,75	99,25	Kireçtaşı
FC-7	121,80	0,95	99,05	Kireçtaşı
FC-9	169,21	0,69	99,31	Kireçtaşı
FC-11	139,25	0,83	99,17	Kireçtaşı
FD-1	5,34	18,01	81,99	Kalsitik Dolomit
FD-2	4,87	19,38	80,62	Dolomitik Kireçtaşı
FD-4	3,81	23,55	76,45	Kalsitik Dolomit
FD-7	104,67	1,11	98,89	Kireçtaşı
FD-8	141,00	0,82	99,18	Kireçtaşı
FD-11	123,36	0,94	99,06	Kireçtaşı

Tablo 7.2. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının ana oksit içerikleri

Örnek No	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	MnO %	Ateş kaybı %	Toplam%
FA-1	0,25	0,06	0,08	10,52	44,01	0,01	0,00	0,00	44,8	99,81
FA-2	0,72	0,40	0,11	8,78	45,41	0,02	0,05	0,00	44,3	99,83
FA-5	0,21	0,07	0,05	20,90	31,44	0,03	0,00	0,00	46,9	99,63
FA-8	0,20	0,08	0,01	21,66	31,06	0,03	0,00	0,00	46,9	99,97
FA-9	0,16	0,05	0,01	18,07	34,74	0,04	0,00	0,00	46,6	99,68
FA-11	0,14	0,04	0,08	17,11	36,69	0,02	0,00	0,00	45,9	99,96
FA-14	0,74	0,20	0,13	0,53	54,81	0,01	0,05	0,00	43,4	99,95
FA-15	0,86	0,29	0,12	0,46	54,91	0,02	0,07	0,00	43,2	99,95
FB-1	0,17	0,03	0,01	0,23	55,91	0,00	0,00	0,00	43,5	99,95
FB-2	0,60	0,15	0,08	0,38	55,24	0,03	0,03	0,00	43,4	99,94
FB-5	0,30	0,09	0,05	0,31	55,75	0,00	0,01	0,00	43,4	99,94
FB-6	0,56	0,16	0,08	0,29	55,49	0,00	0,03	0,00	43,3	99,95
FB-7	0,59	0,18	0,05	0,38	55,18	0,00	0,03	0,00	43,4	99,93
FB-11	0,25	0,05	0,04	0,35	55,57	0,00	0,00	0,00	43,6	99,94
FB-13	0,32	0,09	0,01	0,25	55,73	0,00	0,00	0,00	43,5	99,97
FB-16	0,20	0,06	0,05	5,24	50,25	0,00	0,00	0,00	44,1	99,98
FB-17	0,13	0,03	0,01	11,38	42,75	0,03	0,00	0,00	45,4	99,79
FB-18	0,25	0,10	0,09	7,28	47,75	0,01	0,01	0,00	44,3	99,86
FC-1	1,11	0,40	0,22	8,86	45,07	0,02	0,05	0,00	44,0	99,84
FC-4	0,44	0,17	0,10	9,75	44,43	0,02	0,02	0,00	44,8	99,82
FC-5	0,13	0,03	0,01	0,36	55,84	0,01	0,00	0,00	43,5	99,97
FC-7	1,18	0,32	0,08	0,45	54,81	0,00	0,05	0,00	43,0	99,94
FC-9	0,20	0,05	0,01	0,33	55,84	0,00	0,00	0,00	43,4	99,95
FC-11	0,27	0,07	0,01	0,40	55,70	0,00	0,00	0,00	43,4	99,94
FD-1	0,33	0,10	0,06	8,65	46,16	0,01	0,00	0,00	44,6	99,97
FD-2	0,38	0,05	0,01	9,27	45,19	0,02	0,00	0,00	44,8	99,83
FD-4	0,07	0,00	0,01	11,32	43,08	0,02	0,00	0,00	45,3	99,79
FD-7	1,27	0,30	0,10	0,52	54,43	0,00	0,05	0,00	43,2	99,93
FD-8	0,84	0,17	0,07	0,39	54,99	0,00	0,03	0,00	43,4	99,94
FD-11	0,22	0,06	0,06	0,45	55,51	0,05	0,00	0,00	43,5	99,93

Tablo 7.3. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının iz element içerikleri

Örnek No	Ba	Rb	Si ppm	Al ppm
FA-1	12,00	0,20	1168,61	158,78
FA-2	10,00	1,90	3365,61	1058,52
FA-5	3,00	0,40	981,64	185,24
FA-8	4,00	0,40	934,89	211,70
FA-9	5,00	0,20	747,91	132,32
FA-11	8,00	0,50	654,42	105,85
FA-14	9,00	1,80	3459,10	529,26
FA-15	15,00	2,60	4020,03	767,43
FB-1	3,00	0,50	794,66	79,39
FB-2	5,00	1,00	2804,67	396,95
FB-5	5,00	0,70	1402,34	238,17
FB-6	8,00	1,10	2617,70	423,41
FB-7	7,00	1,00	2757,93	476,34
FB-11	4,00	0,50	1168,61	132,32
FB-13	6,00	0,80	1495,83	238,17
FB-16	6,00	0,40	934,89	158,78
FB-17	4,00	0,30	607,68	79,39
FB-18	4,00	0,70	1168,61	264,63
FC-1	7,00	2,20	5188,65	1058,52
FC-4	5,00	1,00	2056,76	449,87
FC-5	3,00	0,50	607,68	79,39
FC-7	9,00	1,70	5515,86	846,82
FC-9	5,00	0,40	934,89	132,32
FC-11	4,00	0,60	1262,10	185,24
FD-1	4,00	0,50	1542,57	264,63
FD-2	4,00	0,40	1776,29	132,32
FD-4	2,00	0,20	327,21	0,00
FD-7	9,00	1,60	5936,56	793,89
FD-8	6,00	1,00	3926,54	449,87
FD-11	6,00	0,50	1028,38	158,78

Tablo 7.4. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaların nadir toprak element içerikleri

Örnek No	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C %	TOT/S %
FA-1	2,1	1,8	0,16	0,5	0,07	0,03	0,13	0,02	0,06	0,02	0,05	0	0	0	12,04	0
FA-2	2	2,2	0,44	2	0,42	0,1	0,48	0,07	0,36	0,07	0,22	0,04	0,19	0,03	12,01	0
FA-5	1	1,1	0,12	0,5	0,13	0,03	0,2	0,02	0,1	0,03	0,1	0,01	0,08	0,01	12,65	0
FA-8	1	1,2	0,18	0,7	0,13	0,04	0,2	0,03	0,14	0,03	0,07	0,01	0,07	0,01	12,78	0
FA-9	0,7	0,7	0,07	0,1	0	0	0,1	0,01	0,07	0	0,06	0	0	0	12,4	0
FA-11	0,6	0,8	0,11	0,5	0,06	0,03	0,11	0,02	0,11	0,03	0,06	0	0,07	0	12,53	0
FA-14	3,7	5,5	0,75	2,8	0,55	0,14	0,58	0,08	0,43	0,08	0,2	0,03	0,18	0,02	11,94	0
FA-15	3,5	5,2	0,73	2,7	0,6	0,13	0,59	0,09	0,48	0,11	0,25	0,04	0,19	0,03	12	0
FB-1	1,1	1	0,19	0,9	0,14	0,04	0,2	0,03	0,18	0,03	0,09	0,01	0,05	0	11,98	0
FB-2	2	2,1	0,33	1,4	0,25	0,07	0,29	0,04	0,26	0,06	0,16	0,02	0,13	0,02	12,19	0
FB-5	1,8	1,6	0,22	0,9	0,18	0,04	0,23	0,03	0,19	0,05	0,16	0,02	0,09	0,01	12,09	0
FB-6	2	2	0,37	1,5	0,3	0,06	0,37	0,05	0,29	0,06	0,2	0,03	0,17	0,02	11,79	0
FB-7	1,8	2,1	0,34	1,4	0,27	0,05	0,3	0,04	0,28	0,05	0,16	0,02	0,09	0,01	11,81	0
FB-11	1,9	1,9	0,34	1,3	0,28	0,06	0,39	0,05	0,37	0,08	0,23	0,02	0,17	0,02	11,99	0
FB-13	1,8	2	0,28	1,2	0,22	0,05	0,33	0,04	0,27	0,06	0,17	0,02	0,13	0,02	11,96	0
FB-16	0,9	1	0,12	0,5	0,14	0,03	0,12	0,02	0,09	0,02	0,04	0,01	0,06	0	12,3	0
FB-17	0,4	0,6	0,06	0,3	0	0	0,08	0	0	0	0,04	0	0	0	12,16	0
FB-18	0,6	0,6	0,09	0,1	0	0	0,08	0	0,06	0	0,04	0	0	0	12,26	0
FC-1	1,5	2	0,33	1,1	0,25	0,06	0,33	0,04	0,24	0,05	0,11	0,02	0,11	0,02	12,17	0
FC-4	0,9	1	0,11	0,1	0,05	0,02	0,1	0,02	0,06	0,02	0,05	0	0,05	0	12,28	0
FC-5	1,9	1,5	0,32	1,5	0,31	0,05	0,37	0,05	0,36	0,08	0,22	0,02	0,14	0,02	12,27	0
FC-7	2	2,4	0,38	1,5	0,26	0,08	0,37	0,05	0,28	0,07	0,18	0,02	0,13	0,03	12,02	0
FC-9	1,7	1,2	0,23	1,1	0,17	0,05	0,25	0,04	0,23	0,04	0,12	0,02	0,1	0,01	12,34	0
FC-11	1,2	0,8	0,14	0,4	0,13	0,03	0,14	0,02	0,13	0,02	0,07	0,01	0	0	11,97	0
FD-1	0,8	0,6	0,13	0,5	0,06	0	0,1	0,02	0,09	0,02	0,08	0	0,06	0,01	12	0
FD-2	0,5	0,4	0,05	0,1	0	0	0,08	0	0,06	0	0,05	0	0	0	12,19	0
FD-4	0,4	0,2	0,02	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12,29	0
FD-7	2,2	2,5	0,36	1,6	0,23	0,07	0,38	0,05	0,31	0,07	0,2	0,03	0,16	0,02	11,82	0
FD-8	2	1,7	0,29	1,1	0,19	0,06	0,3	0,04	0,24	0,06	0,16	0,02	0,11	0,02	12	0
FD-11	0,9	0,8	0,11	0,4	0,07	0,02	0,14	0,02	0,13	0,02	0,08	0	0,07	0	12,2	0,02
STD	67,1	156	19	74,5	12,9	3,7	10,8	1,27	7,04	1,25	3,45	0,49	3,37	0,5		

Tablo 7.5. Dolomitlerin Sınıflandırılması (Kuşçu ve diğ., 2001)

Kalite	CaO/MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃ +TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO
Çok saf dolomit	1,39-1,45	<1	0,1	<1	<0,5
Dolomit	1,45-1,70	<2	1,0	1-1,5	0,5
Kalkerli dolomit	> 1,70	>2	1,0	>1,5	>0,5

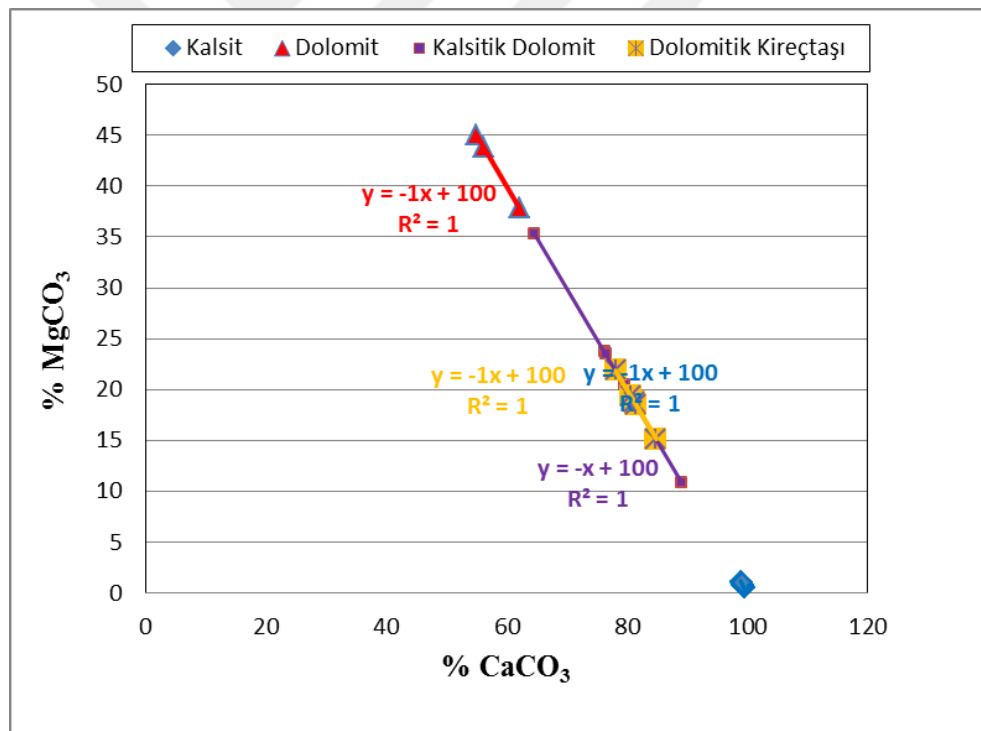
7.1. Majör Element Jeokimyası (Ana Oksit)

Gaziantep formasyonu karbonatlı kayalarının Mol % MgCO₃-mol % CaCO₃ grafiğinde MgCO₃ içeriği ile CaCO₃ içeriği arasında negatif ilişkinin olduğu gözlenmektedir (Şekil 7.1). Pearson korelasyonu katsayısına göre R² değeri 1 olarak hesaplanmıştır ve korelasyonda çok yüksek ilişki görülmektedir (Tablo 7.6.).

Tablo 7.6. Pearson korelasyon katsayı parametresi.

Korelasyon Katsayısı	Gücü
0,00 - 0,25	Çok Zayıf İlişki
0,26 - 0,49	Zayıf İlişki
0,50 - 0,69	Orta İlişki
0,70 - 0,89	Yüksek İlişki
0,90 - 1,00	Çok Yüksek İlişki

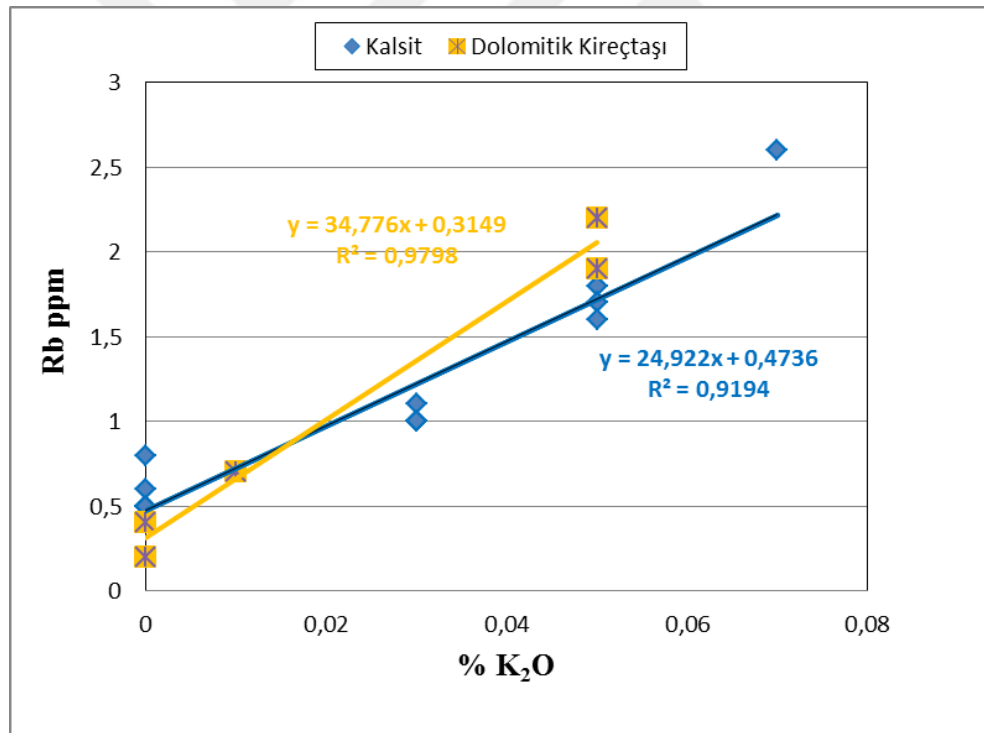
Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının taban seviyelerinde, dolomitleşme esnasında dolomitler içerisindeki Ca iyonları ortamdaki uzaklaştıkça Mg iyonlarının oranında artış olmaktadır. Böylece oluşan dolomitin bileşimi de ideal dolomit (stoikiyometrik dolomit) bileşimine yaklaşmaktadır. Ancak alınan örnekler Ca'ca zengin nonstoikiyometrik dolomitten oluşmaktadır. ÖSK-1'de 2 örnek stoikiyometrik dolomit ($\text{Ca}_{55-56}\text{Mg}_{52-53}$) bileşimindedir (Şekil 7.1, Tablo 7.1).

**Şekil 7.1.** Mol % MgCO_3 – mol % CaCO_3 grafiği.

Dolomitlerin yarı duraylılıkları sebebiyle ilerleyen rekristalleşme esnasında çok stoikiyometrik olmaları beklenmektedir (Gao ve Land 1991; Montanez ve Read 1992; Malone ve diğ., 1994, 1996; Kırmacı ve Akdağ 2005). Ancak bazı araştırmacılar Ca'ca zengin dolomitlerin uzun zaman periyotlarınca duraylı kalabileceğini ileri sürmüşlerdir (Lumsden ve Chimahusky 1980; Sperber ve diğ., 1984; Searl 1994; Reinhold 1998;

Kırmacı ve Akdağ 2005). Ca'ca zengin non-stoikiyometrik dolomit genellikle dolomitleşmiş solüsyonun Mg/Ca oranının ve dolomitleşme esnasındaki sıvı/kaya oranının bir fonksiyonu olarak ifade edilmektedir. Bu oranların düşmesiyle Ca'ca zengin non-stoikiyometrik dolomit oluşur. Kalsiyen dolomitlerin varlığı düşük Mg/Ca oranıyla ilişkili bir solüsyondan oluştuğunu gösterir. Ca'ca zengin dolomitler genellikle yüzeyle yakın bir kökene sahiptir (Morrow 1998; Kırmacı ve Akdağ 2005). Non-stoikiyometrik kalsiyen dolomit, kaya kontrollündeki kısmen kapalı bir sistemde kolayca oluşabilir (Sperber ve diğ., 1984; Török 2000; Kırmacı ve Akdağ 2005).

% K₂O – Rb grafiklerinde, Rb içeriği ile % K₂O arasında pozitif bir korelasyon gözlenmektedir (Şekil 7.2). Rb ve K₂O arasındaki pozitif korelasyon karbonatlar içerisindeki killerin denizel orijinli olduğunu destekler (Rao, 1989). Dolayısıyla bu özellik Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının denizel orijinli olduğunu desteklemektedir.

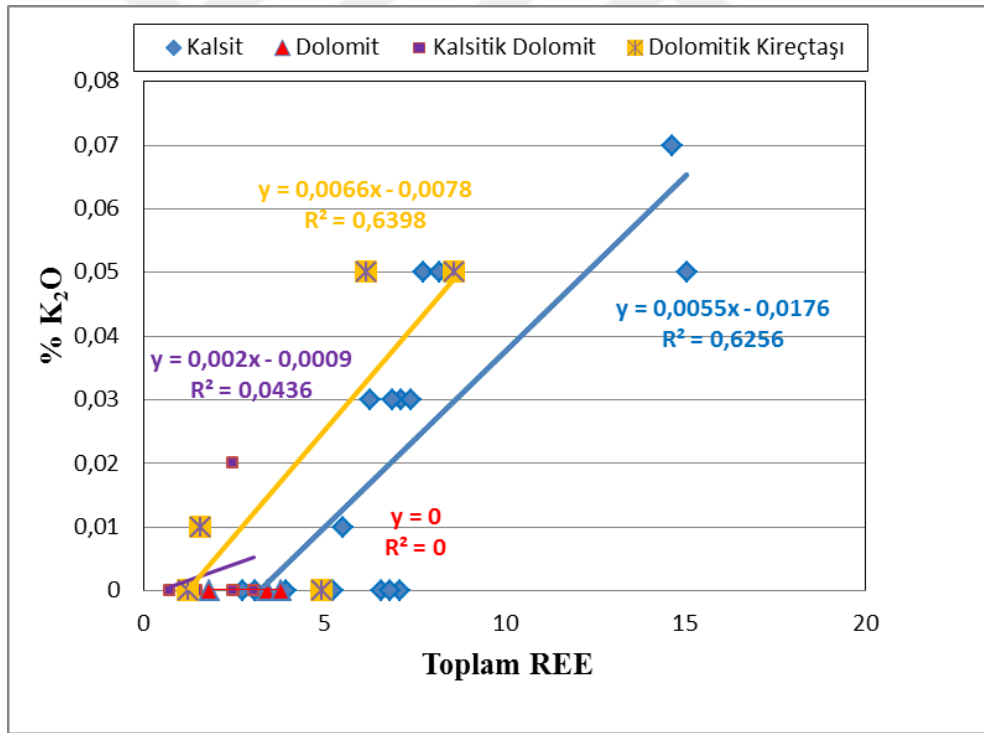


Şekil 7.2. %Kireçtaşı örneklerinin K₂O – Rb grafiği.

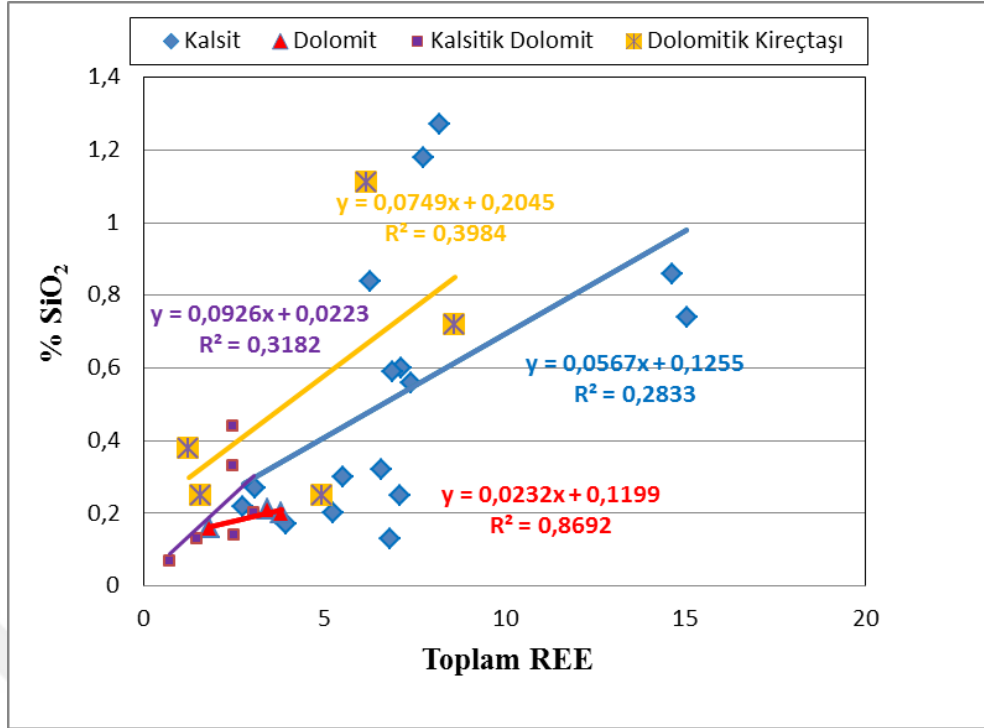
Tüm örneklerde Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, MnO, TiO₂ ve P₂O₅, içerikleri çok düşüktür. Kireçtaşı ana element ortalama değerlerinin CaO, MgO, değerlerinde artış gözlenirken; SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, TiO₂ ve MnO değerlerinde ise azalış olduğu

belirlenmiştir (Tablo 7.2.). Bu ilişki kayaçların kil ve karbonat içeriği arasındaki negatif ilişkiyi göstermektedir.

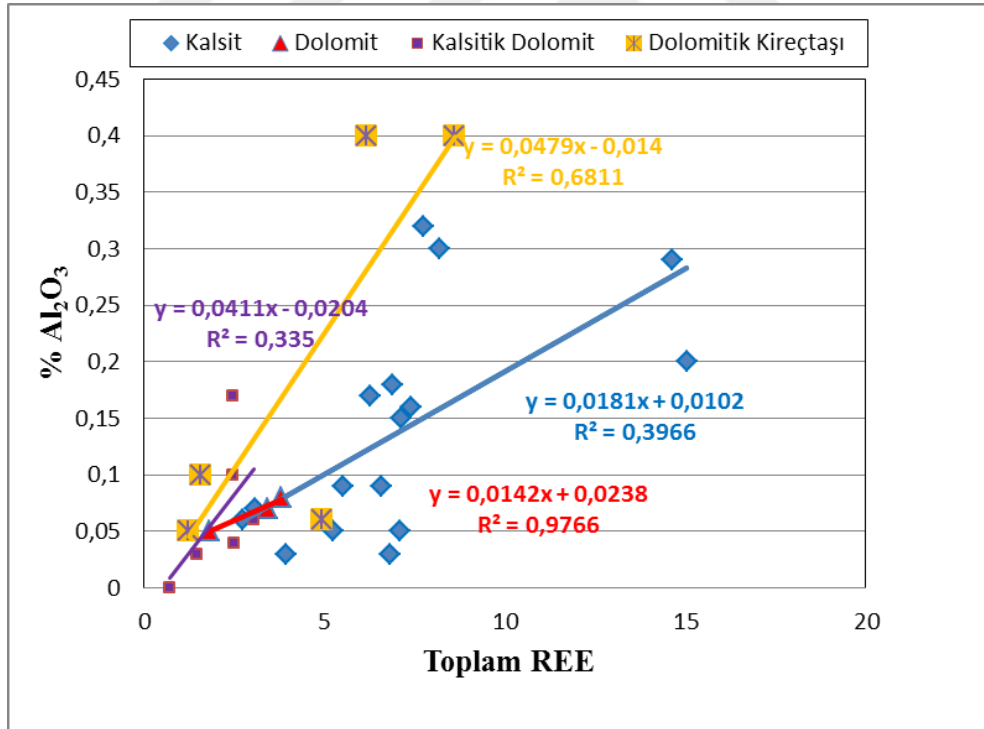
Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarına ait Majör elementlerin toplam REE ile ilişkisini gösteren grafikler çizdiğimizde; Kireçtaşları için Orta derecede pozitif korelasyon, dolomitler ve kalsitik dolomitler için negatif korelasyon K_2O ile görülmektedir (Şekil 7.4). Zayıf pozitif korelasyon SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 ile görülmektedir (Şekil 7.5-7). Çok zayıf negatif korelasyon dolomit ve kalsitik dolomit Na_2O ile görülmekte, çok zayıf pozitif korelasyon kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı Na_2O ile görülmektedir (Şekil 7.8). Kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı MgO ile zayıf negatif korelasyon görülmekte, dolomit ve kalsitik dolomitler için ise MgO ile çok zayıf negatif korelasyon ilişkisi görülmektedir (Şekil 7.9). Başka bir deyişle, MgO içeriği arttıkça toplam REE azalmaktadır. CaO ile zayıf negatif korelasyon ilişkisi görülmektedir (Şekil 7.10). Dolayısıyla bu ilişkiler REE'nin karbonat fazıyla ilişkili olmayıp havzaya gelen kırıntılı malzemeden kaynaklandığını ifade etmektedir.



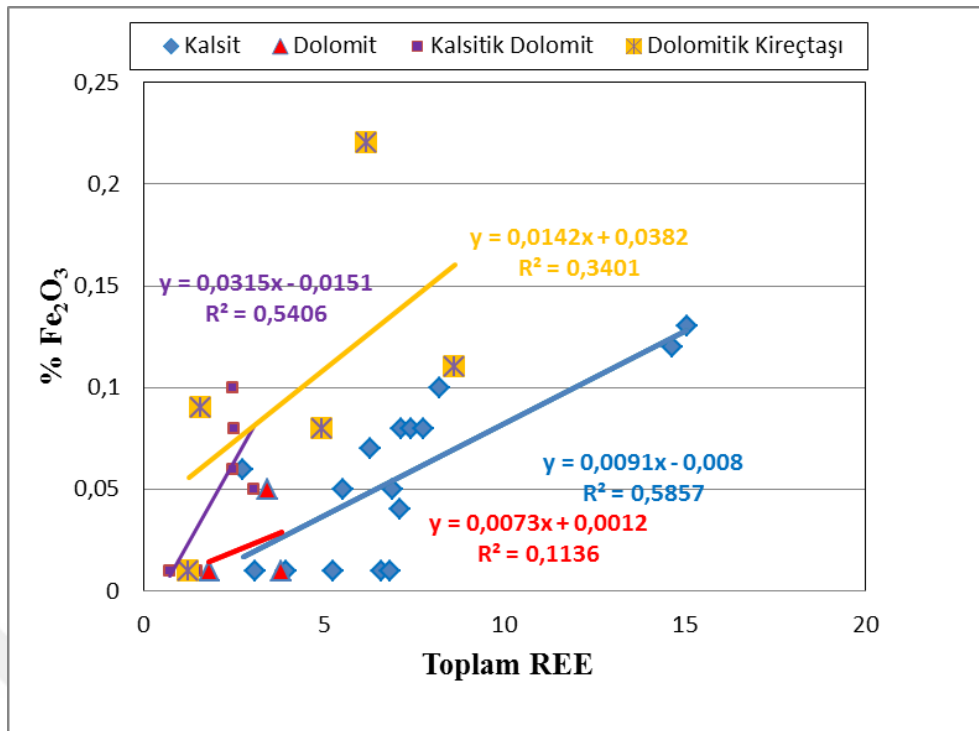
Şekil 7.3. % K_2O - Toplam REE grafiği.



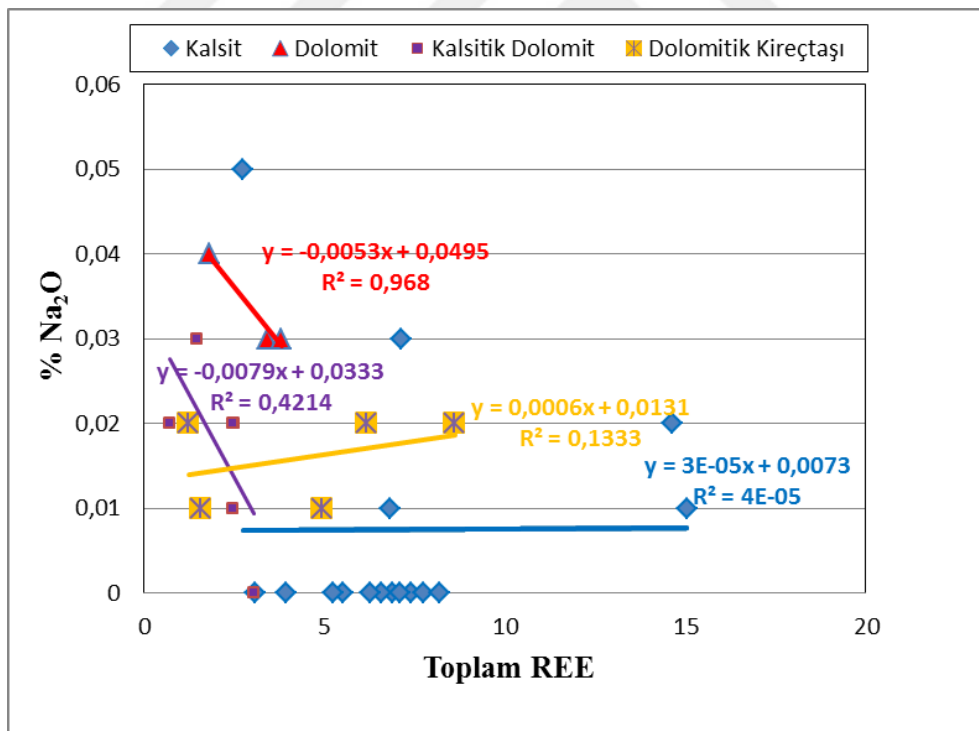
Şekil 7.4. % SiO₂- Toplam REE grafiği.



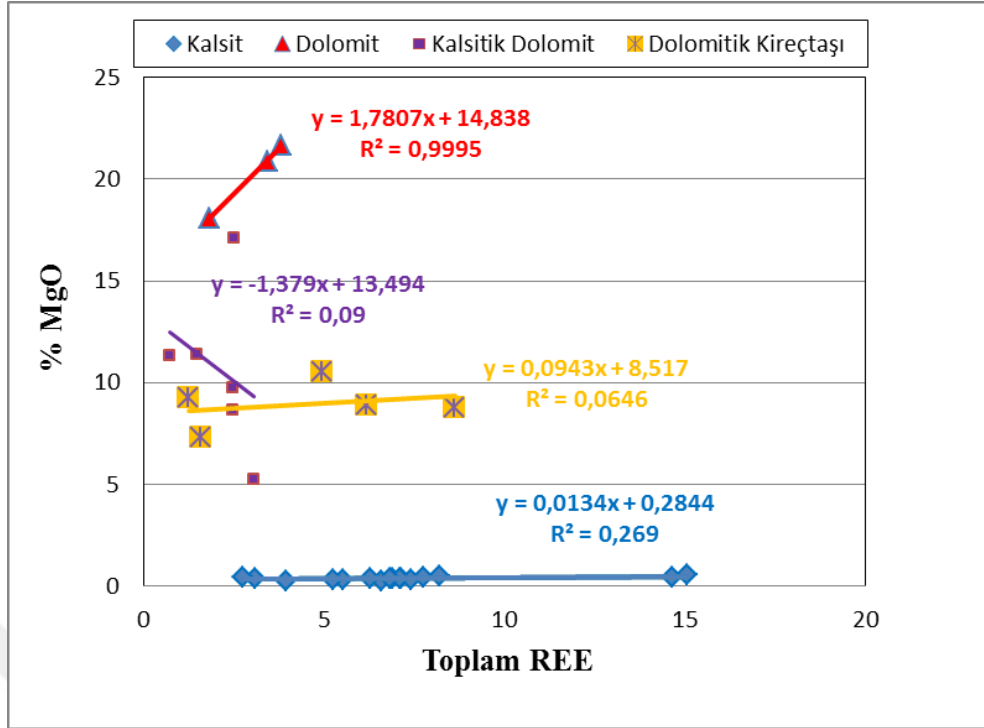
Şekil 7.5. % Al₂O₃- Toplam REE grafiği.



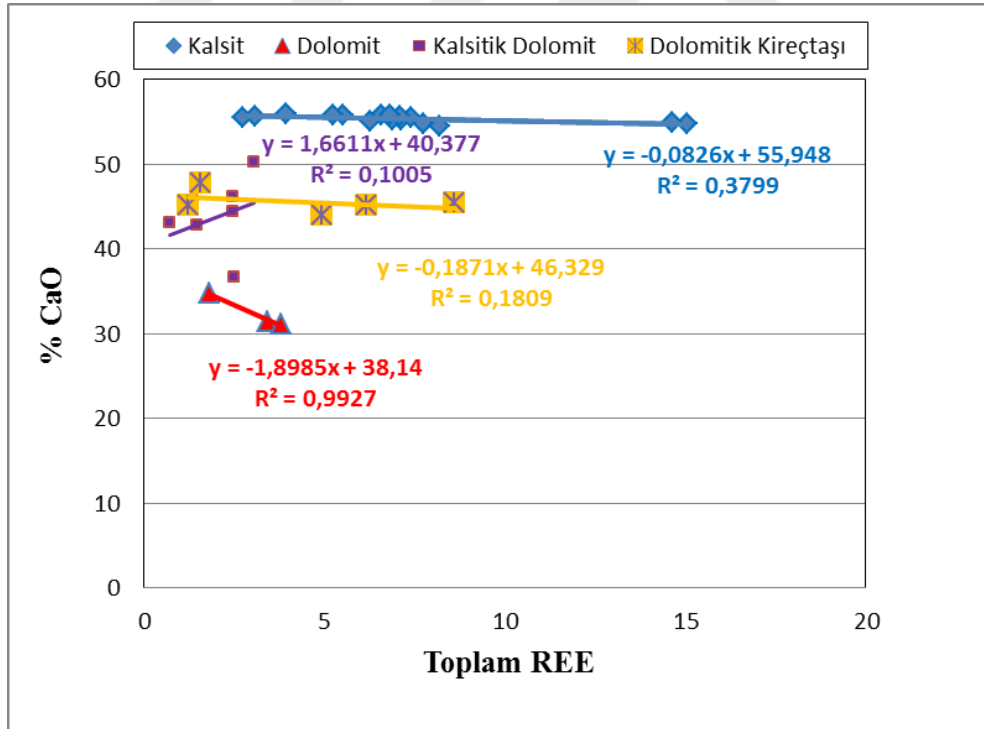
Şekil 7.6. %Fe₂O₃- Toplam REE grafiği.



Şekil 7.7. % Na₂O- Toplam REE grafiği.



Şekil 7.8. % MgO- Toplam REE grafiği.

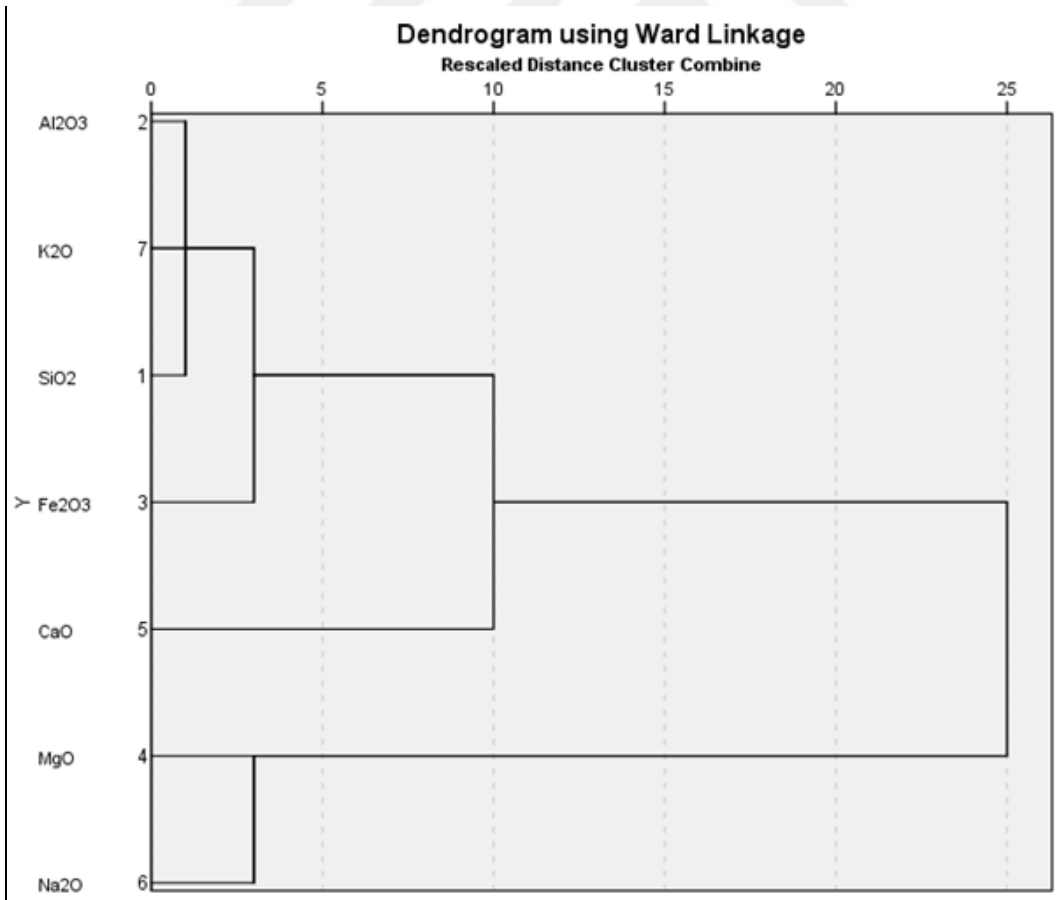


Şekil 7.9. % CaO- Toplam REE grafiği.

Gaziantep formasyonu karbonatlı kayalarda Cluster analiz diyagramı ve korelasyon matrisi yöntemi ile majör elementlerin birbiriyle ilişkili korelasyonunu yaptığımızda en kuvvetli pozitif korelasyon $K_2O-Al_2O_3$ arasında, en kuvvetli negatif korelasyon $MgO-CaO$ arasında görülmektedir (Tablo 7.7, Şekil 7.11).

Tablo 7.7. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayalarda majör elementlerin korelasyon matrisi.

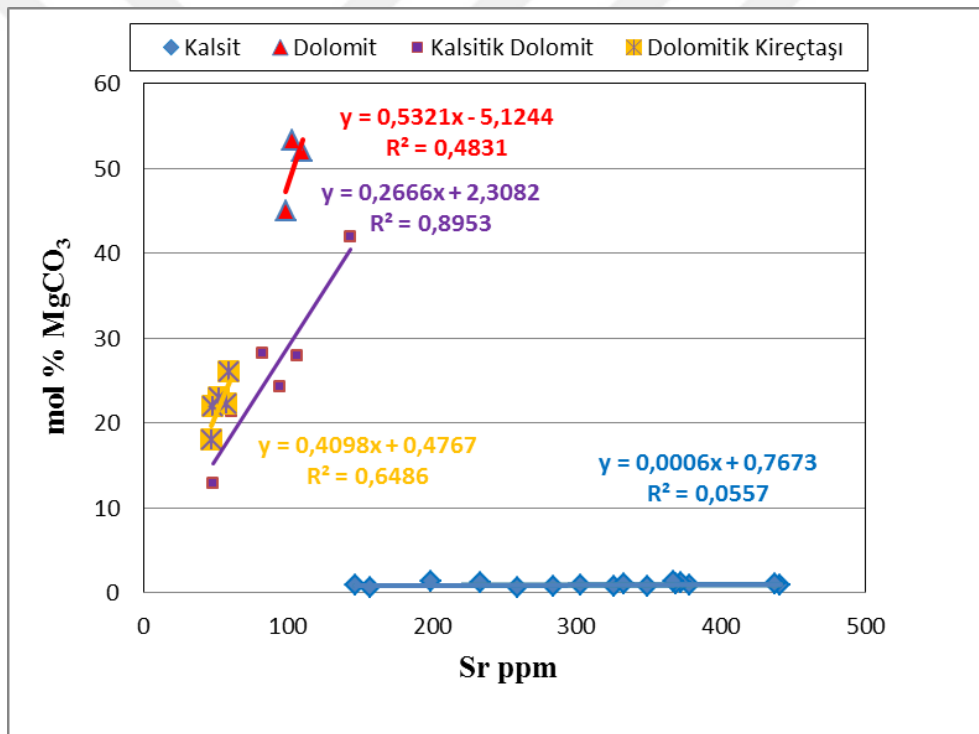
	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	MnO%
SiO ₂ %	1							
Al ₂ O ₃ %	0,906**	1						
Fe ₂ O ₃ %	0,709**	0,794**	1					
MgO %	-0,360	-0,211	-0,084	1				
CaO %	0,323	0,176	0,058	-0,999	1			
Na ₂ O %	-0,231	-0,101	0,03	0,584**	-0,590	1		
K ₂ O %	0,906**	0,918**	0,757**	-0,342	0,307	-0,124	1	
MnO%	0	0	0	0	0	0	0	1



Şekil 7.10. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayalarda majör elementlerin Cluster analiz diyagramı.

7.2. İz-Eser Element Jeokimyası

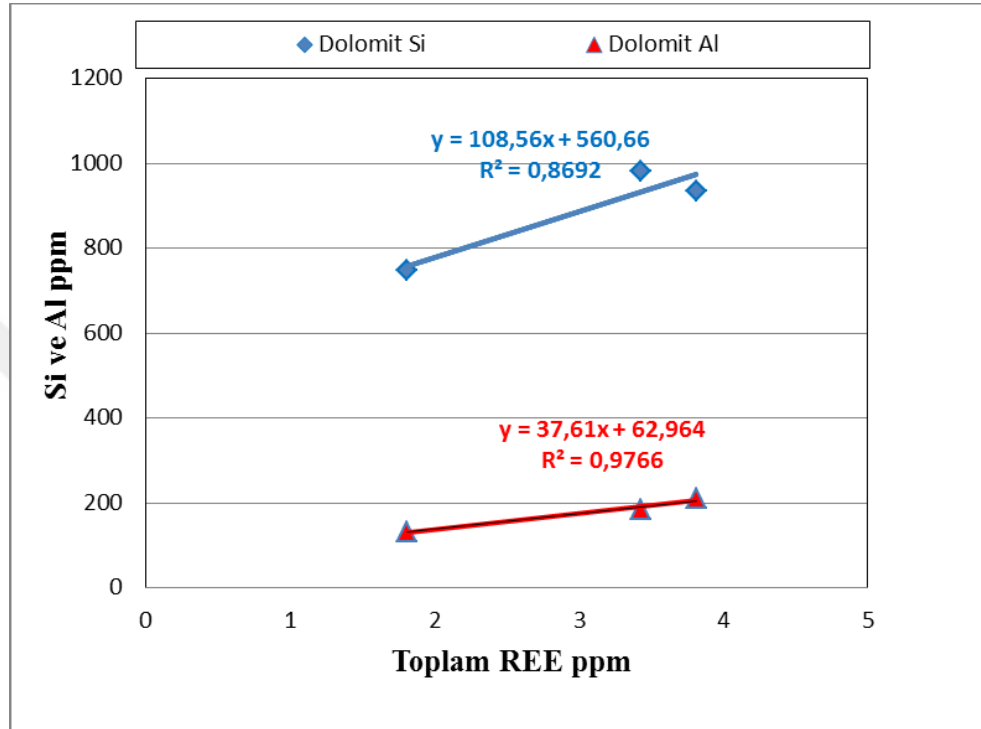
Mol % $MgCO_3$ -Sr (ppm) grafiğinde Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaç numunelerin Sr ile % $MgCO_3$ arasında ters bir ilişki vardır (Şekil 7.12). Dolomitler zaman ve gömülmeye bağlı olarak, çözünme-kristallenme olaylarının birkaç defa tekrarlanmasıyla ideal dolomit (stoikometrik dolomit) bileşimine yaklaşır. Bu işlemler esnasında Sr kaybı gerçekleşir. Başka bir deyişle ideal dolomit bileşimine yaklaşıldıkça Sr içeriğinde azalma meydana gelmektedir (Dinç, 2010). Yukarıda bahsedilen ilişki de bunu kanıtlamaktadır. Denizel kalsitler yaklaşık 1.000 ppm Sr içerir, dolomitler de bu oranın yarısı kadar Sr içerirler; oysaki aragonit yaklaşık 10.000 ppm Sr içerir (Arefifard ve Davydov 2005). Brand ve Veizer (1983) aragonitin rekristalizasyonunun Sr kaybıyla sonuçlandığını kanıtlamıştır.



Şekil 7.11. Mol % $MgCO_3$ - Sr (ppm) grafiği.

Friedman 1965; Rao 1989'dan güncel denizel kireçtaşlarında düşük Ba içeriği (<60 ppm) ve tatlı su kireçtaşlarında daha yüksek Ba içeriği (>60 ppm) bulunduğunu gözlemlemiştir (Dinç, 2010). İnceleme alanındaki Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının Ba değerleri 2-15 ppm (ortalama 6,07 ppm)'dir (Tablo 7.1). Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının Ba içeriği <60 ppm olduğundan, bu sonuç karbonatların denizel kökenli olduğunu destekler niteliktedir.

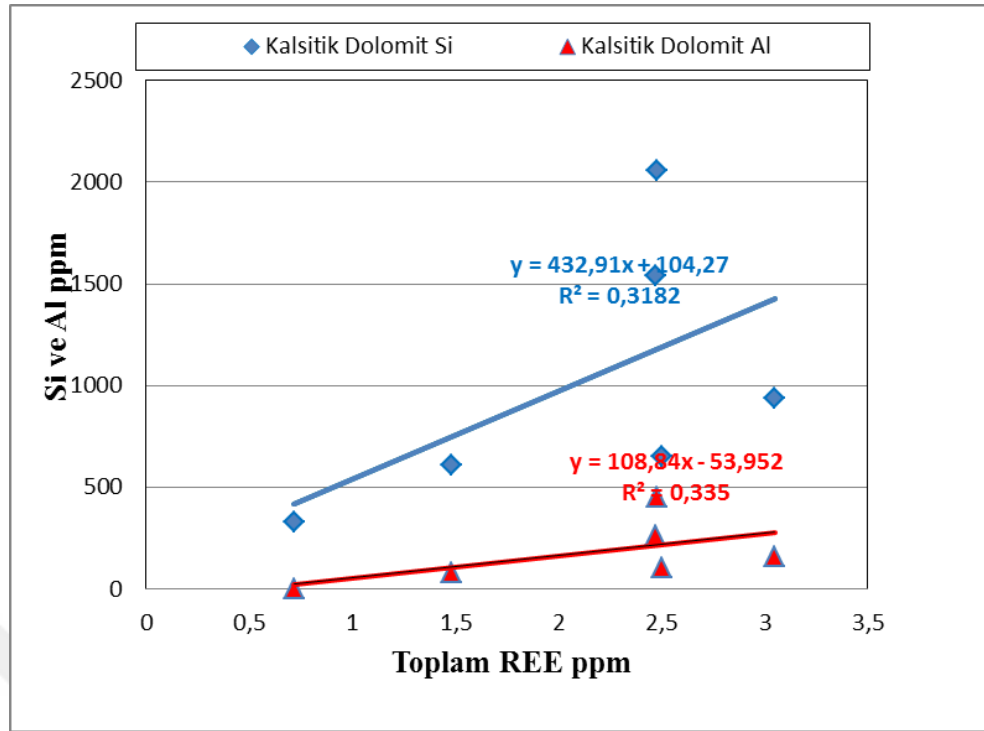
Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının dolomit örnekleri için toplam nadir toprak element (REE) konsantrasyonlarına karşı Al ve Si (ppm) konsantrasyonlarının karşılaştırılması pozitif bir ilişki sergilemektedir (Şekil 7.13). Dolomitlerdeki Al 132,32-211,70 ppm (ortalama=176,42 ppm), Si 747,91-981,64 ppm (ortalama=888,15 ppm) şeklinde olup nispeten yüksek oranlardadır (Tablo 7.3).



Şekil 7.12. Dolomitlerdeki Si ve Al (ppm) - Toplam REE grafiği.

Kalsitik dolomit örnekleri için toplam nadir toprak element (REE) konsantrasyonlarına karşı Al ve Si (ppm) konsantrasyonlarının karşılaştırılması yapıldığında yine pozitif bir ilişki sergilemektedir (Şekil 7.14). Kalsitik dolomitlerdeki Al 0-450 ppm (ortalama=176 ppm), Si 327-2057 ppm (ortalama=1021 ppm) şeklinde olup nispeten yüksek oranlardadır (Tablo 7.3).

Örneklerin çoğunda Al 300 ppm, Si ise 1000 ppm'in üzerindedir. Dolayısıyla bu örneklerdeki toplam REE içerikleri Al ve/veya Si konsantrasyonlarının yükselmesiyle çok az artmaktadır. Bu da silisiklastik kirlenmenin de önemsiz olduğunu göstermektedir (Banner ve diğ., 1988).



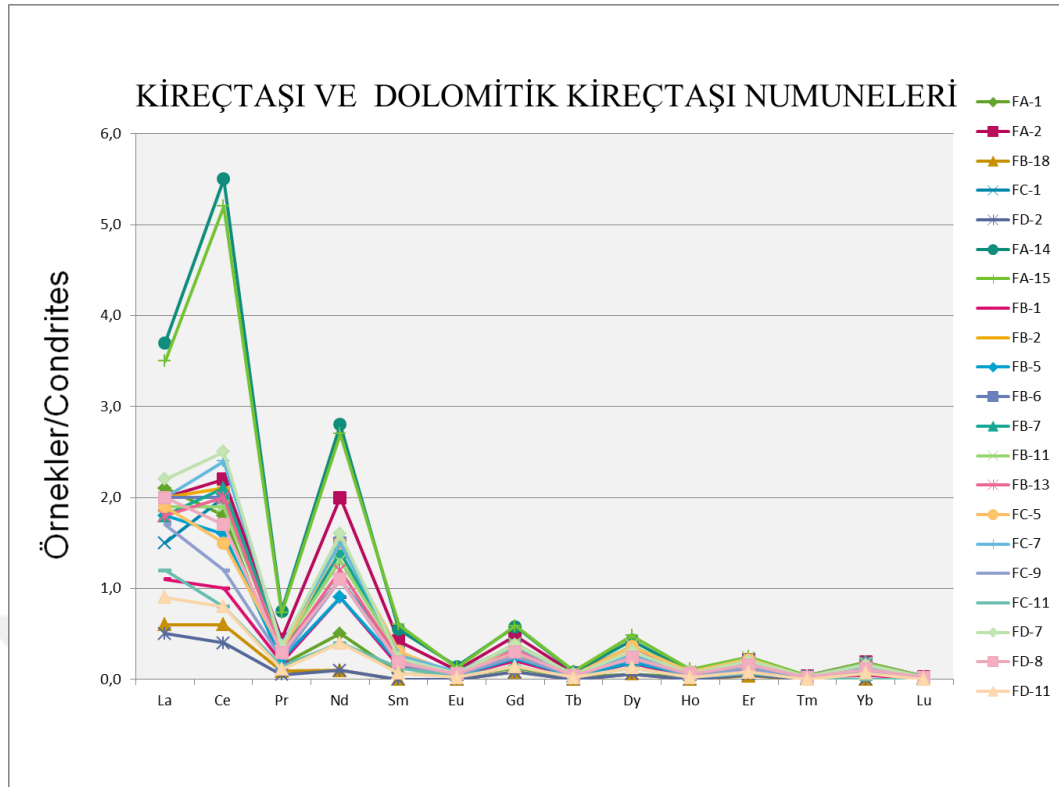
Şekil 7.13. Kireçtaşlarındaki Si ve Al (ppm) - Toplam REE grafiği.

Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaç örneklerinde REE bakımından bir tüketilme gözlenmektedir. Negatif Ce anomalisi çoğunlukla doğal oksidasyon sularında oluşmaktadır (örneğin, deniz suyunda). Çünkü Ce^{+4} 'ün çözünebilirliği oksidasyon ortamlarında düşüktür ve tercihli olarak ötijenik Fe-Mn oksitler ile uzaklaştırılır ya da partikül madde ile temizlenir (Elderfield ve diğ., 1981; Qing 1998; Dinç, 2010).

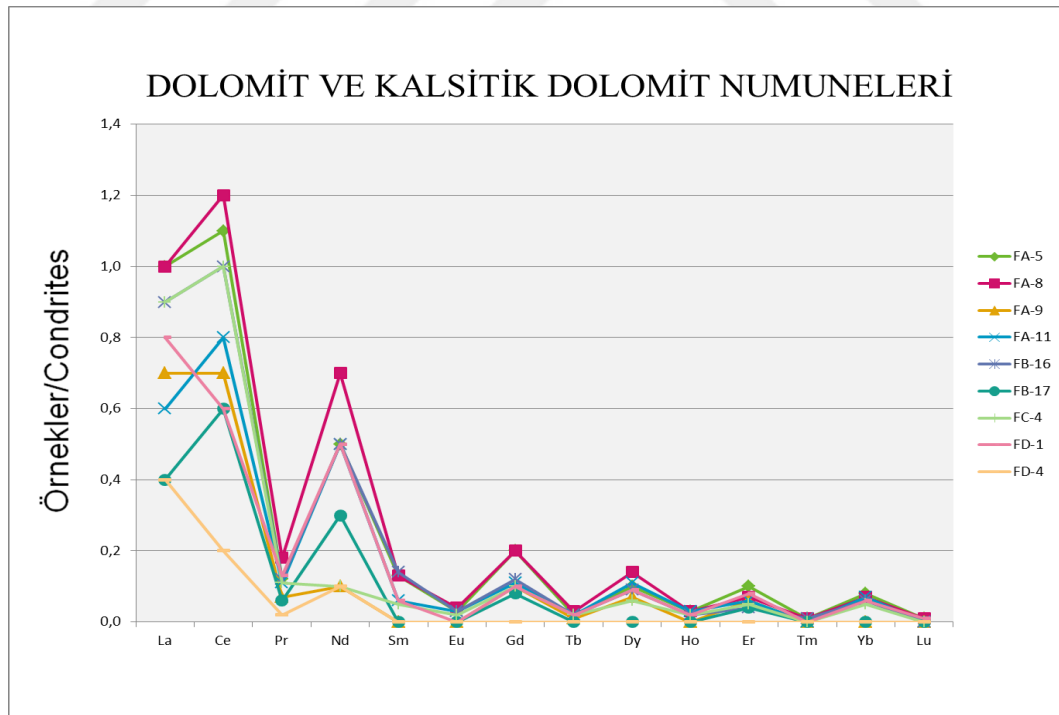
Denizel karbonatlı kayaçlardaki Ce anomalileri eş zamanlı paleo-redoks koşullarını ve çökelme koşullarındaki değişiklikleri belirtmektedir (Liu ve diğ., 1988).

Oksidasyon koşulları, Ce'nin çökmesine ve zenginleşmesine neden olurken, indirgeyici koşullar çökeltilerde negatif Ce anomalisine neden olur (German ve Elderfield, 1990). Burada incelenen karbonatlı kayaçlar değişken (pozitif - negatif) Ce anomalisi negatif Eu anomalileri sergilemektedir (Şekil 7.15-16).

Pozitif Ce anomalileri, çoğunlukla detritik girdi diyajenetik atma ve paleo-redoks koşullarını içerir (Nath ve diğ., 1997, Madhavaraju ve Ramasamy, 1999; Madhavaraju ve Lee, 2009; Madhavaraju ve diğ., 2010).



Şekil 7.14. Gaziantep formasyonu kireçtaşlarının NASC (Haskin ve diğ., 1968; Gromet ve diğ., 1984) normalleştirilmiş REE diyagramı.



Şekil 7.15. Gaziantep formasyonu dolomitlerinin NASC (Haskin ve diğ. 1968; Gromet ve diğ. 1984) normalleştirilmiş REE diyagramı.

Çalışma alanındaki örneklerin, Ce ve Eu anomalileri için:

$$\text{Ce/Ce}^* = [\text{Ce}/(0.5\text{La}+0.5\text{Pr})]_{\text{SN}} \text{ (Nance ve Taylor, 1976),} \quad (7.1)$$

$$\text{Eu}^* = \text{EuN}/[2/3\text{Sm}_N+1/3\text{GdN}] \text{ (Lawrence ve diğ.,2006),} \quad (7.2)$$

denklemleri kullanılmıştır. Ce/Ce*'ın anomalisinin 1'in altında (negatif olması ortamın indirgen olduğunu gösterir) ve Eu/Eu*'ın anomalisinin 1'in üstünde olması depolanma ortamının indirgen koşullara doğru gittiği bilgisini vermektedir (Kato ve Isoxaki 2009, Luo ve diğ., 2003).

Karbonat örnekleri çoğunlukla pozitif Ce anomalisi vermektedir. Hesaplanan Eu anomalisi değerleri örneklerin genelinde sifıra yakın olduğundan dikkate alınmamıştır. Bu değerler depolanma ortamının oksik koşullara sahip olduğuna işaret etmektedir (Tablo 7.8).

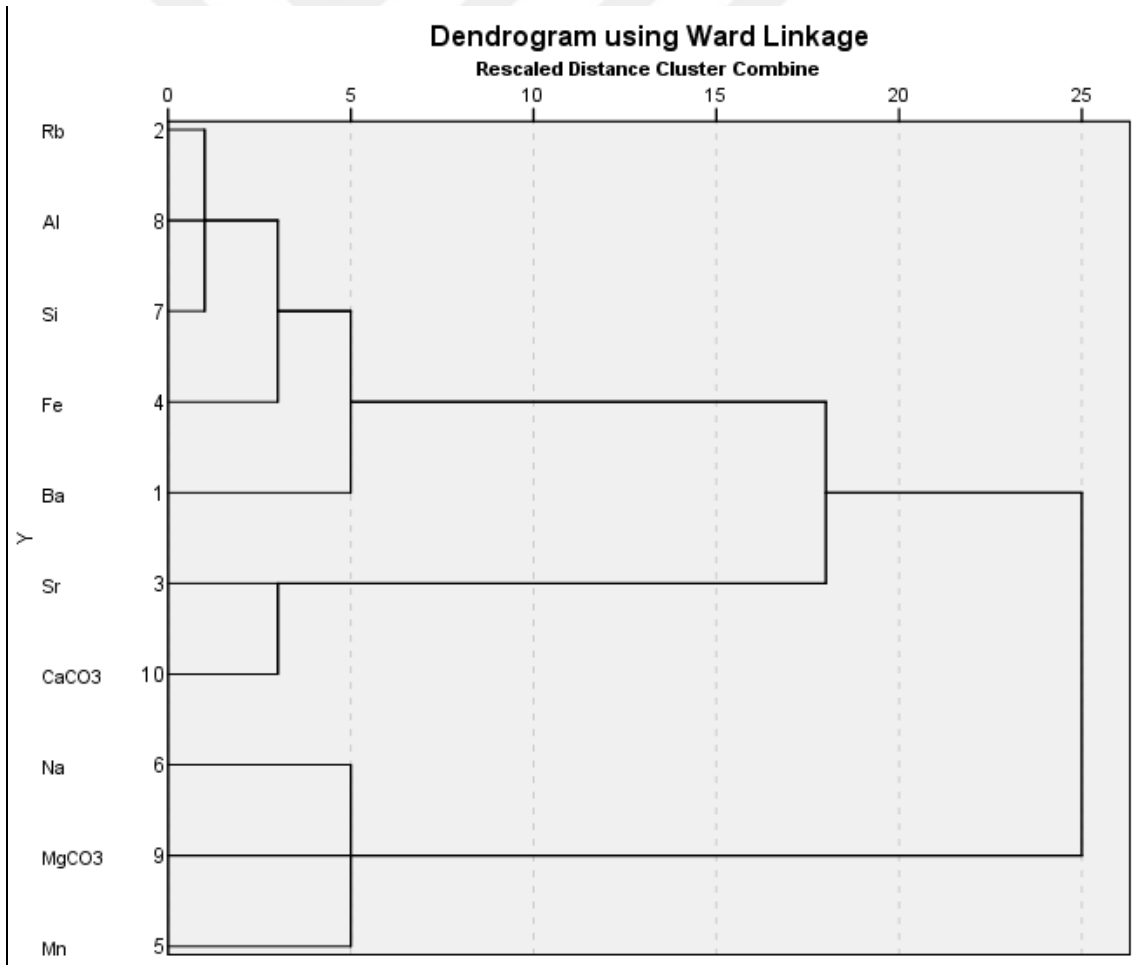
Tablo 7.8. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçların Ce/Ce*-Eu/Eu* değerleri

Örnek No	Ce/Ce*	Eu/Eu*
FA-1	1,593	0,003
FA-2	1,803	0,045
FA-5	1,964	0,005
FA-8	2,034	0,006
FA-9	1,818	0,000
FA-11	2,254	0,002
FA-14	2,472	0,079
FA-15	2,459	0,077
FB-1	1,550	0,007
FB-2	1,803	0,019
FB-5	1,584	0,008
FB-6	1,688	0,020
FB-7	1,963	0,014
FB-11	1,696	0,020
FB-13	1,923	0,013
FB-16	1,961	0,004
FB-17	2,609	0,000
FB-18	1,739	0,000
FC-1	2,186	0,017
FC-4	1,980	0,001
FC-5	1,351	0,017
FC-7	2,017	0,025
FC-9	1,244	0,010
FC-11	1,194	0,004
FD-1	1,290	0,000
FD-2	1,455	0,000
FD-4	0,952	0,000
FD-7	1,953	0,021
FD-8	1,485	0,014
FD-11	1,584	0,002

Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarında Cluster analiz diyagramı ve korelasyon matrisi yöntemi ile iz elementlerin birbiriyle ilişkili korelasyonunu yaptığımızda en kuvvetli pozitif korelasyon Rb-Al arasında görülmektedir (Tablo 7.9, Şekil 7.17).

Tablo 7.9. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçların iz elementlerinin korelasyon matrisi.

	Ba	Rb	Sr	Fe	Mn	Na	Si	Al	MgCO ₃	CaCO ₃
Ba	1									
Rb	0,69	1								
Sr	0,113	0,18	1							
Fe	0,594	0,784	-0,052	1						
Mn	0	0	0	0	0					
Na	-0,019	0,015	-0,2	0,112	0	1				
Si	0,593	0,866	0,314	0,714	0	-0,117	1			
Al	0,635	0,916	0,086	0,806	0	0,048	0,885	1		
MgCO ₃	-0,202	0,566	-0,685	-0,084	0	0,503	-0,36	-0,196	1	
CaCO ₃	0,183	0,318	0,678	0,058	0	-0,51	0,323	0,163	-0,999	1

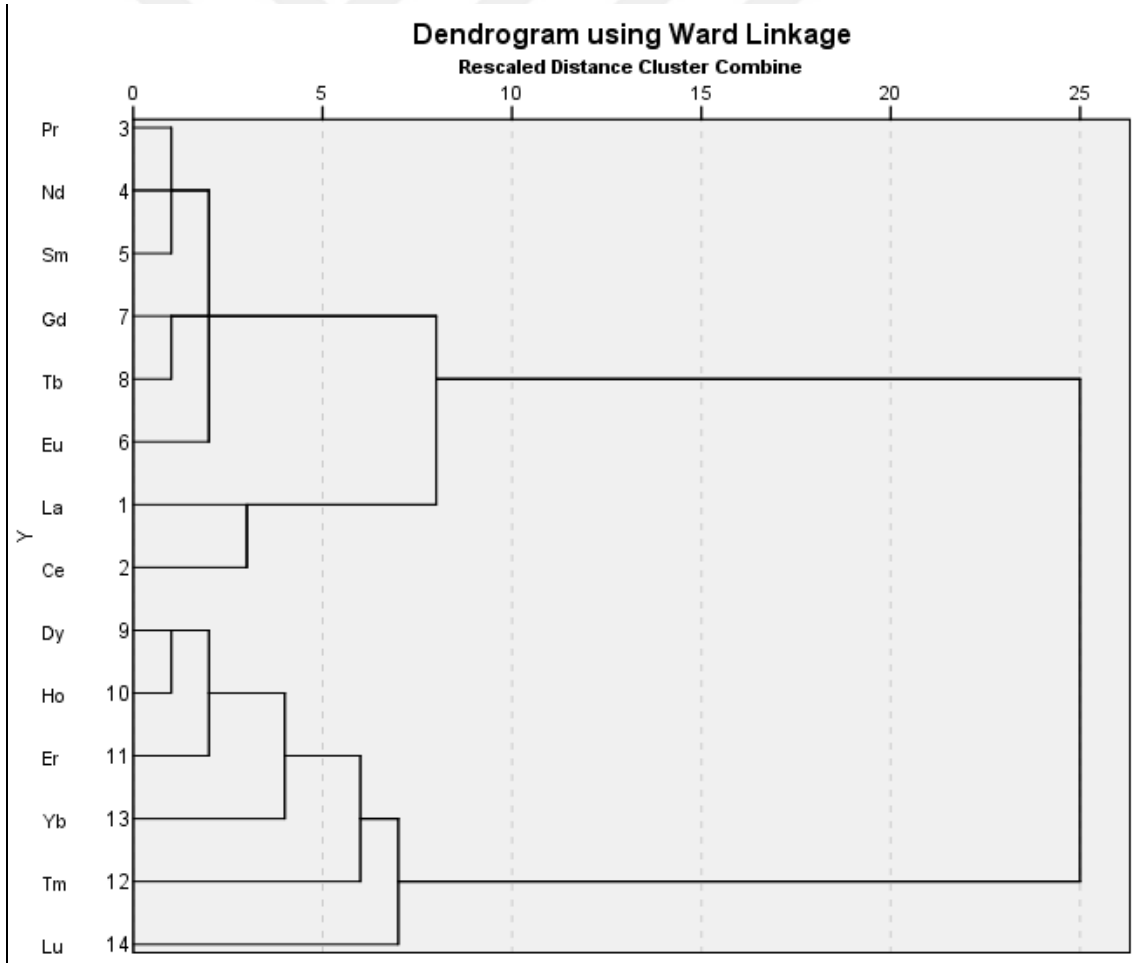


Şekil 7.16. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlardaki iz elementlerin Cluster analiz diyagramı.

Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarında Cluster analiz diyagramı ve korelasyon matrisi yöntemi ile Nadir toprak elementlerinin birbiriyle ilişkili korelasyonunu yaptığımızda en kuvvetli pozitif korelasyon Pr-Nd arasında görülmektedir (Tablo 7.10, Şekil 7.18).

Tablo 7.10. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçların nadir toprak elementlerinin korelasyon matrisi.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
La	1													
Ce	0,944	1												
Pr	0,946	0,964	1											
Nd	0,926	0,917	0,98	1										
Sm	0,912	0,913	0,975	0,975	1									
Eu	0,926	0,93	0,967	0,964	0,961	1								
Gd	0,912	0,892	0,965	0,974	0,969	0,954	1							
Tb	0,916	0,888	0,961	0,971	0,973	0,964	0,975	1						
Dy	0,881	0,83	0,931	0,953	0,947	0,911	0,974	0,961	1					
Ho	0,88	0,816	0,901	0,926	0,922	0,901	0,95	0,95	0,966	1				
Er	0,829	0,738	0,851	0,891	0,875	0,825	0,934	0,902	0,957	0,956	1			
Tm	0,835	0,777	0,88	0,92	0,919	0,896	0,936	0,921	0,918	0,9	0,905	1		
Yb	0,788	0,747	0,853	0,896	0,883	0,866	0,925	0,923	0,927	0,941	0,929	0,901	1	
Lu	0,759	0,709	0,821	0,851	0,832	0,82	0,895	0,863	0,869	0,902	0,897	0,879	0,901	1



Şekil 7.17. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçların nadir toprak elementlerinin Cluster analiz diyagramı.

Nadir toprak elementleri Fe-Mn oksi-hidroksitlere adsorbsiyonda önemli bir taşıma aracıdır (Yang ve diğ., 2002). Ağır mineraller (monazit, allanit, zirkon gibi) ile taşınma diğer bir etmendir ancak birimlerin depolanma ortamına uzaklığı ağır mineraller ile taşınma ihtimalini önemsiz hale getirmektedir (Yang ve diğ., 2002, Rengarajan ve Sarin 2004).

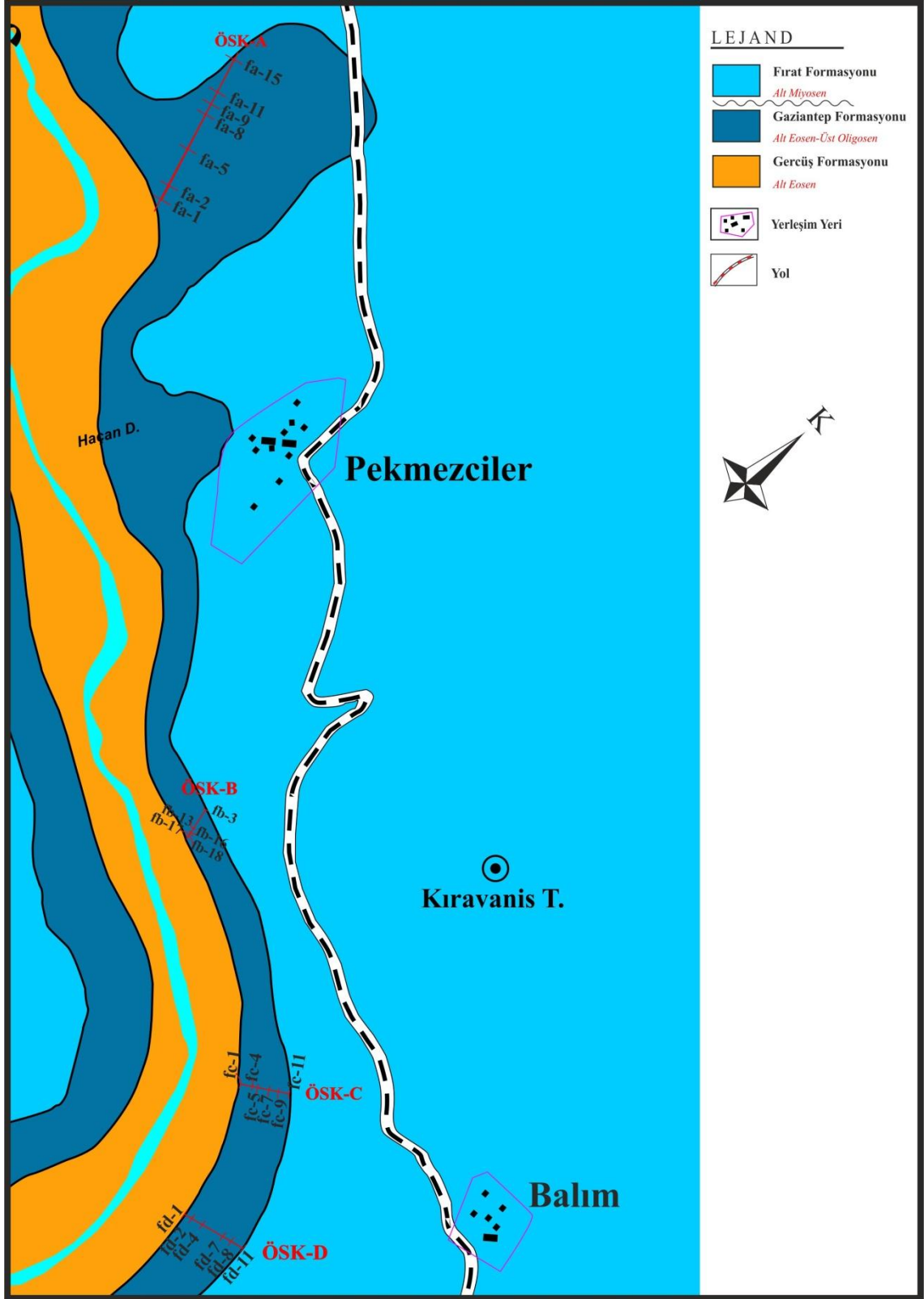
Ayrıca REE'ler granit veya volkanitlerin ayrışması sonucu jeokimyasal hareketlilik kazanır ve kil minerallerine absorbe olmasıyla depolanma ortamına taşınır (Coppin ve diğ., 2002). Buna göre inceleme alanındaki REE içerikleri çok uzak mesafede bulunmayan Koçali karmaşığıyla ilişkilendirilebilir.

Yapılan korelasyon çalışmaları ve cluster analizleri ile REE'lerin ilişkili olduğu ve birlikte hareket ettiği elementler saptanmıştır. Karbonatlı kayaç örneklerindeki REE'lerin başta havzaya gelen kırıntılı malzemeden kaynaklandığı, kısmen kil mineralleri ve Fe oksi-hidroksitler ile ilişkili olabileceği görülmektedir.

7.3. Duraylı İzotop Jeokimyası

7.3.1. $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ İzotopları

İnceleme alanındaki 4 adet ölçülü stratigrafi kesit (Ösk) noktasından alınan örneklerden (Şekil 7.18) petrografisi, dokusu, ana oksit ve iz element içeriklerine bakılarak seçilen 25 adet numune, $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerlerinin tespiti için Arizona Üniversitesi duraylı izotop laboratuvarına gönderilmiştir. Gaziantep formasyonu dolomit ve kalsitik dolomitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri genel olarak ‰-7.74 ile ‰-1.23 PDB (ort. ‰-5.36 PDB) arasında, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-6.79 ile ‰-0.68 PDB (ort. ‰-4.10 PDB) arasındadır (Tablo 7.11). Kireçtaşlarının, $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰-7.83 ile ‰-5.33 PDB (ort. ‰-6.80 PDB) arasında, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-6.90 ile ‰-0.17 PDB (ort. ‰-3.29 PDB) arasındadır (Tablo 7.12.). Dolomitleşme için paleosıcaklık Fritz ve Smith (1970)'in $T(^{\circ}\text{C})=31.9-5.55(\delta^{18}\text{O dol-su})+0.17(\delta^{18}\text{O dol-su})^2$ denkleminde yararlanılarak hesaplanmıştır. Gaziantep formasyonu dolomitlerinin, dolomitleşme sıcaklığı 39 °C-77°C arasında (ort. 66 °C) değişmektedir (Tablo 7.10.). Buna göre dolomitler genel olarak yüksek sıcaklıkta oluşmuşlardır. Karbonatlı kayaçlar için paleosıcaklık Epstein ve diğ., 1953; Craig, 1961; Hays ve Grossman, 1961'in $T(^{\circ}\text{C})=15.7-4.36(\delta^{18}\text{O kalsit-su})+0.12(\delta^{18}\text{O kalsit-su})^2$ denkleminde yararlanılarak hesaplanmıştır.



Şekil 7.18. C ve O izotop örneklerinin yerleri.

Gaziantep formasyonu kireçtaşlarının oluşum ortamı sıcaklığı 42°C - 54°C (ort. 48 °C) arasında değişmektedir. Ortalama oluşum ortamı sıcaklığı 47 °C'dir (Tablo 7.11.).

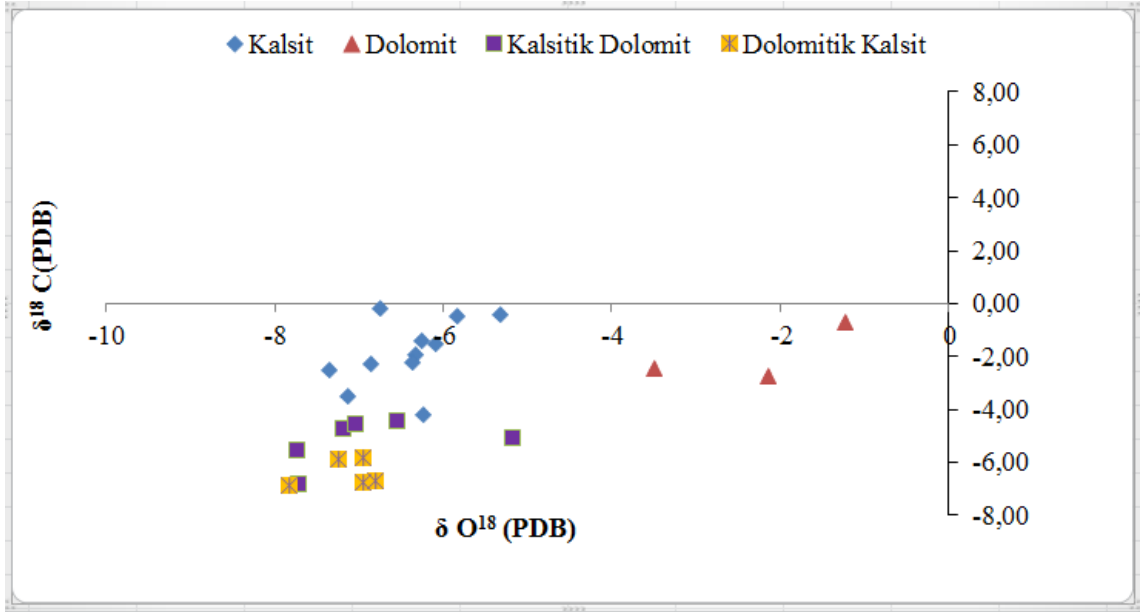
Tablo 7.11. Gaziantep formasyonu dolomit ve kalsitik dolomitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) değerleri.

Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	T sıcaklık
FA-1	-6,72	23,86	-6,80	71
FA-2	-6,73	23,69	-6,96	72
FA-5	-2,71	28,66	-2,14	44
FA-8	-0,68	29,60	-1,23	39
FA-9	-2,45	27,25	-3,50	52
FA-11	-5,09	25,52	-5,18	61
FB-16	-5,51	22,89	-7,74	77
FB-17	-4,71	23,45	-7,19	73
FB-18	-5,87	23,41	-7,23	74
FC-1	-6,90	22,79	-7,83	77
FC-4	-4,54	23,61	-7,04	72
FD-1	-6,79	22,91	-7,72	76
FD-2	-5,82	23,69	-6,96	72
FD-4	-4,41	24,12	-6,54	69

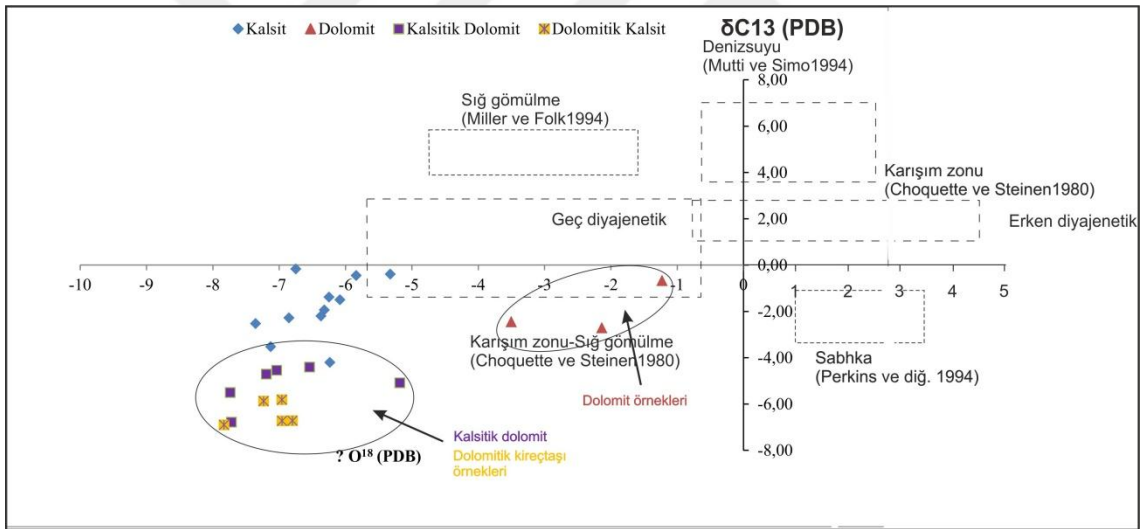
Tablo 7.12. Gaziantep formasyonu kireçtaşlarının oluşum ortamı sıcaklığı değerleri

Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	T sıcaklık
FA-15	-4,20	-6,24	24,44	47,56
FB-1	-3,52	-7,13	23,52	52,88
FB-2	-2,53	-7,36	23,28	54,27
FB-13	-0,17	-6,75	23,91	50,59
FC-5	-2,28	-6,85	23,80	51,21
FC-7	-1,38	-6,25	24,42	47,63
FC-9	-1,94	-6,32	24,35	48,05
FC-11	-0,45	-5,84	24,85	45,24
FD-7	-1,50	-6,08	24,59	46,66
FD-8	-2,20	-6,37	24,30	48,33
FD-11	-0,39	-5,33	25,37	42,33

Gaziantep formasyonu karbonatlı kayalardaki dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri, daha önceki araştırmacılarla karşılaştırıldığında, örneklerin Choquette ve Steinen (1980) tarafından tanımlanmış olan Karışım zonu-sığ gömülme alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 7.19-20).



Şekil 7.19. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarının $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) izotop değerlerinin karşılaştırılması.

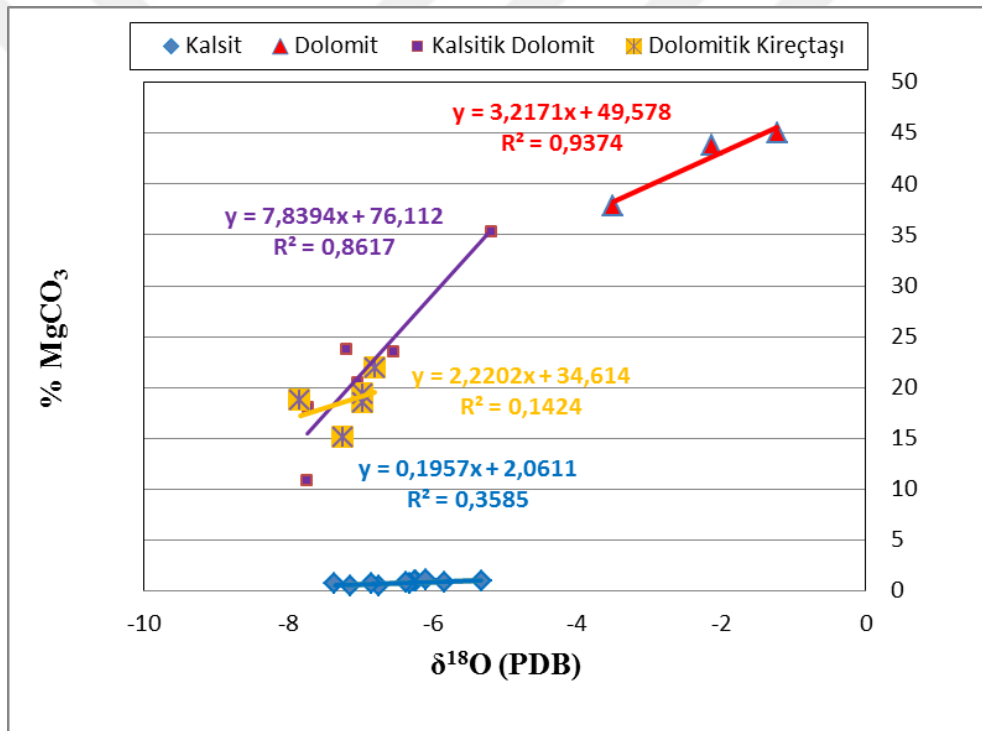


Şekil 7.20. Gaziantep formasyonu dolomitlerinin başka yerdeki dolomitlerle $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) izotop değerleriyle karşılaştırılması.

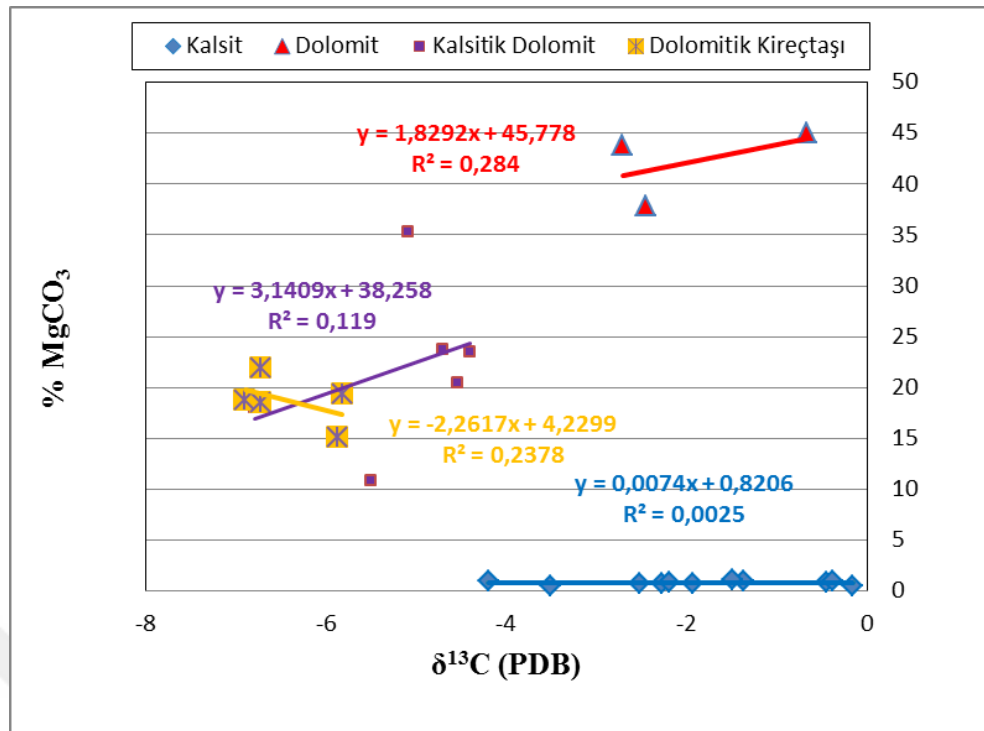
Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlardaki izotop karakterine bakıldığında çoğunlukla negatif $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerlerine sahip oldukları görülmektedir. Bundan dolayı dolomitlerin egemen olarak geç diyajenetik kökenli olduğu düşünülmektedir. (Şekil 7.20). Düşük Sr konsantrasyonuna ve negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sahip dolomitler muhtemelen düşük tuzluluğa sahip meteorik sulardan oluşmuşlardır. Pozitif izotop değerleri denizel kökenli sıvılarından türediğini desteklemektedir (Ayyıldız ve diğ., 2004; Dinç, 2010). Tipik olarak ‰ 0 ile ‰ +4 (PDB) arasındaki

$\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri karbonatlarda denizel kokeni gostermektedir (Tucker ve Wright 1990). Dolomitlerdeki negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerleri artan sıcaklıkla ilişkilidir. Ayyıldız ve diğ.,'leri (2004) alışma alanlarından aldıkları numunelerin petrografik ve izotopik karakterlerinin, dolomitleşmiş sıvıların deniz seviyesindeki değişimlerle ilişkili tatlı ve denizel suların çeşitli karışımlarıyla meydana geldiğini destekler nitelikte olduğunu belirtmişlerdir (Dinç, 2010).

Gaziantep formasyonu karbonatlı kayalarındaki dolomit ve kalsitik dolomit içerisindeki $\% \text{MgCO}_3$ ile $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ ilişkisi bir diyagramda gosterildiğinde, diyagramda pozitif bir korelasyon, kireçtaşlarında ve dolomitik kireçtaşlarında ise $\% \text{MgCO}_3$ ile $\delta^{18}\text{O}$ arasında pozitif ilişki, $\% \text{MgCO}_3$ ile $\delta^{13}\text{C}$ arasında negatif bir ilişki gorulmektedir (şekil 7.21-22).



şekil 7.21. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaların, $\% \text{MgCO}_3$ ile $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) izotop değerlerinin fasiyeslere gore karşılaştırılması.



Şekil 7.22. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçların, %MgCO₃ ile $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) izotop değerlerinin fasiyeslere göre karşılaştırılması.

8. TARTIŞMA

8.1. Petrografik Yorumlar

İnceleme alanından alınan karbonatlı kayaç örneklerinin makro özellikleri ve fosil içeriği bu birimin Gaziantep formasyonunun Kireçtaşı üyesi olduğunu desteklemektedir.

Alkan (1997) Malatya güneyinde Yeşilyurt-Hekimhan arasındaki bölgede yaptığı çalışmada, Oligosen yaşlı seviyeleri *Miogypsina sp.*, *Lepidocyclina spp.*, *Operculina sp.*, *Amphistegina sp.*, *Archaias sp.*, *Dendritina sp.*, *Asterigerina sp.*, *Peneroplis sp.*; taksonlarının varlığı ile ayırt etmiştir. Duran ve diğ., (1988) Gaziantep formasyonu kireçtaşı üyesinin yaşınının *Lepidocyclina dilatata* MICHLOTTI, *Miogypsinoides complianatus* SCHLUMBERGER taksonlarının varlığı ile Üst Oligosen olduğunu ifade etmiştir. Kireçtaşlarından alınan örneklerde bentik foraminiferlerden *Operculina sp.*, *Miogypsinoides Sp.*, *Amphistegina sp.*, ve *Lepidocyclina sp.* fosilleri, kireçtaşlarının yaşının Üst Oligosen (Şattiyen) olduğunu göstermektedir. Bu foraminiferler kireçtaşlarının sığ denizel koşullarda şelf lagünü-resifal ortamda çökeldiğini gösterir.

8.2. Jeokimyasal Yorumlar

Düşük Sr içeriği, rekristalleşme esnasında dolomitin saflaşmasına katkı sağlamaktadır (Land 1985; Baker ve Burns 1985; Mazzullo 1992; Malone ve diğ. 1996; Kırmacı ve Akdağ 2005; Dinç 2010). Gaziantep formasyonu içerisindeki kalsitik dolomit ve dolomitlerin düşük Sr içeriği (48-441 ppm; ortalama=202 ppm) gömülme sırasında rekristalleşmenin göstergesi şeklinde yorumlanabilir. Ayrıca değerlerin çoğu Vahrenkamp ve Swart (1990)'ın deniz suyu hattı (50-290 ppm) etrafında olduğundan deniz suyuna benzer diyajenetik sıvıları belirtmektedir (Zhao ve diğ., 2005). Sr içeriğinin düşük olması, kireçtaşlarının sığ gömülme esnasında dolomitleşmesine katkı sağladığını göstermektedir.

Wanas (2002) 387-610 ppm (ortalama=508 ppm) Sr içeriğinin denizel-hipersalin dolomitlerin Sr içeriğine yakın olduğunu (Land ve Hoops 1973; Land 1980); 64-140 ppm (ortalama=108 ppm) Sr içeriğinin eski denizel ile denizel-meteorik su karışım dolomitlerinin içeriğine ulaştığını belirtmiştir (Behrens ve Land 1972; Land 1980; Brand ve Veizer 1980; Mitchell ve diğ., 1987; Dinç, 2010). Düşük Sr

konsantrasyonları (<300 ppm) deniz suyundan bir orjini göstermektedir (Budd 1997; Suzuki ve diğ., 2006). Veizer ve diğ., (1977) Kuvaterner öncesi kireçtaşlarının Sr içeriğinin yaklaşık ortalamasının 320 ppm civarında olduğunu belirtmiştir (Rao 1989). Gaziantep formasyonu dolomit ve kalsitik dolomit örneklerindeki Sr oranları (48-143 ppm; ortalama=94 ppm; Tablo 7.3), Veizer ve diğ.,'nin (1977) belirttiği orandan düşüktür. Dolayısıyla bu kaybın meteorik diyajenez sonucu olduğunu, yani denizel-meteorik karışım zonu dolomitleri olduğunu düşündürmektedir.

Deniz suyunda çökelen kalsit içindeki Fe ve Mn'ın denge konsantrasyonu sırasıyla 2-39 ppm ve 1 ppm'dir (Veizer 1983; Dinç 2010). Deniz suyu dolomiti de benzer bir Fe (3-50 ppm) ve Mn (1 ppm) konsantrasyona sahiptir (Veizer 1983). Gaziantep formasyonu dolomitlerinin Fe konsantrasyonları 0-1540 ppm (ortalama=420 ppm) arasındadır. Gaziantep formasyonu dolomitleri içerisindeki dolomitlerdeki Fe elementinin yüksek içeriği, muhtemelen bu elementin ya indirgen şartlar altında Fe'ce zengin sıvılardan depolandığını ya da gömülme diyajenezi esnasında dolomit kafesi içersine tercihli olarak girdiğini gösterir.

Ce anomalileri de depolanma ortamının redoks koşullarını tarif etmek amacıyla kullanılmaktadır. Ce'un 1'in altında olması anoksik koşullara yani denizin oksijensizliğine işaret etmektedir (Kato ve Isoxaki 2009, Luo ve diğ., 2003). Negatif Ce anomalileri dolomitizasyon esnasında oksidasyon şartları ya da dolomitizasyondan önce bir oksidasyon ortamında dolomitleşme sıvılarından Ce'nin uzaklaştırıldığını önermektedir (Qing 1998). Ce anomalileri 1'in üstünde olması depolanma ortamının oksik koşulları temsil etmektedir. Gaziantep formasyonuna ait dolomit örneklerinin çoğundaki pozitif Ce anomalileri indirgen ortamdaki dolomitleşmeyi göstermektedir.

Karbonatlardaki REE içeriğinin karbonat olmayan minerallerden (örneğin ince taneli silisiklastik materyal) özellikle bu safha %5'i aştığı zaman etkilenebileceğini kanıtlamıştır (Banner ve diğ., 1988). Dinç (2010) Menteşe dolomitlerinin karbonat olmayan mineral içeriğini %5'den az olduğunu ve Menteşe dolomitlerinin SEM çalışmalarında terrijen ya da ötijenik kil minerallerine rastlanmadığını, bu yüzden karbonat olmayanlardan bir katkı varsa bile bu minimum miktarda olduğunu belirtmiştir. Gaziantep formasyonu dolomitlerinin karbonat olmayan mineral içeriğide %5'den az ve SEM çalışmalarında da terrijen ya da ötijenik kil minerallerine rastlanmamıştır. Bundan dolayı karbonat olmayanların katkısının çok düşük olduğu düşünülmektedir. Bu sonuç jeokimyasal analizler tarafından da desteklenmektedir (Tablo 7.1-4).

Çökelen minerallerdeki duraylı $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotopik bileşimler, sıcaklık ve kayada dolaşan sıvının bileşimi ile izotopik bileşimin bir fonksiyonudur (Banner ve diğ. 1988). Wanas (2002), ‰ +0.98 ile +1.8 PDB $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerli dolomitlerin, diğer jeolojik ortamların denizel ile hipersalin eski dolomitleri (Scholle ve Arthur 1980; Holail 1989) ile uyumlu olduğunu belirtmiştir. Diğer taraftan, nispeten düşük $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin (‰+0.9 ile -0.4 PDB) denizel ile denizel-meteorik su karışım dolomitlerine benzediği ifade edilmiştir (Land ve diğ., 1975; Choquette ve Steinen 1980).

Varol ve Matsumoto (2005), oksijen izotopik bileşimlerin sıcaklık ve dolomitleşme sıvılarının $\delta^{18}\text{O}$ 'i tarafından kontrol edildiğini belirtmişlerdir. İzotopik olarak hafif oksijen dolomitlerin daha yüksek sıcaklıklar ve/veya hafif oksijen sıvılarından çökeli mi düşündürdüğünü belirtmişlerdir. Bu yüzden dolomitlerin izotopik işaretleri, erken diyajenetik kökenli dolomitlerin daha ağır oksijen sularından düşük sıcaklıklarda ve geç diyajenetik kökenli dolomitlerin daha yüksek sıcaklıklarda hafif oksijenli sıvılarından meydana geldiğini önermektedirler (Varol ve Matsumoto 2005).

Sibley ve Gregg (1987) ile Warren'e (2000) göre ksenotopik kristalli dolomitler 50-60°C'nin üzerindeki sıcaklıklarda (derin gömülme esnasında geç çökelle me v.b.) oluşurken, idiyotopik kristaller 50-60°C'nin altındaki sıcaklıklarda (sığ gömülme esnasındaki erken safha oluşumu v.b.) çökelmektedir (Rameil 2008). Sığ-gömülme dolomitlerinde $\delta^{18}\text{O}$ izotop değeri ‰-2.5'den daha az negatiftir. Bu düşük sıcaklıklar için tipik bir değ er olarak sınıflandırılmıştır (Allan ve Wiggins 1993). Fakat çok negatif değ erler geç diyajenetik safha için tipiktir (Yoo ve Lee 1998; Reinhold 1998).

Dolomit ve kireçtaşı fasiyeslerinin farklı tipleri geç diyajenez esnasında deniz seviyesindeki değ işimlerle ilişkili olarak meydana gelmiş ve dolomitler evaporit mineralleriyle ilişkisi bulunmayan bir karbonat platformunda yüksek sıcaklıktaki sularda oluşmuştur.

Tekin ve Sarı (2002) Tepearası formasyonundaki dolomitleri, petrografik incelemelerinde farklı dokusal karakterlerine göre homojen dolomitler, saddle kristalin ve kırık dolgusu olmak üzere 3'e ayırmıştır. Homojen dolomitlerin erken diyajenetik safhada, saddle kristalin ve kırık dolgusu dolomitlerin geç diyajenetik safhada geliştiğini belirtmişlerdir. Erken diyajenetik safhada oluşmuş dolomitlerin iz element içeriklerinin geç diyajenetik safhada oluşana lar göre düşük olduğunu, ancak Sr içeriğinin benzer olduğunu söylemişlerdir. Erken diyajenetik safhada oluşan homojen dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop içerikleri sırasıyla ‰-2.48 ile -3.87 ve ‰ +0.93 ile

+1.12 arasındadır. Geç diyajenetik aşamada oluşan dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop içeriği ‰-5.42 ile -7.12 arasındadır (Tekin ve Sarı 2002). Erken diyajenetik dolomitlerin, karışım suyu alanlarındaki kireçtaşlarının (Sarakman formasyonu) dolomitleşmesiyle oluştuğunu belirtmişlerdir. Geç diyajenetik dolomitlerin, havza kökenli sıcak sular ve/veya bölgedeki Beyşehir-Hoyran napının tektonik aktiviteleriyle kontrol edilen artan sıcaklık şartlarının etkisi altında geliştiğini belirtmişlerdir. Bu dolomitleşme sıcak solusyonlardan (muhtemelen 30-60 °C) etkilenen erken diyajenetik dolomitlerin rekristalleşmesi ve neomorfik rekristalleşmesi veya çözülmesiyle gelişmiştir (Tekin ve Sarı 2002).

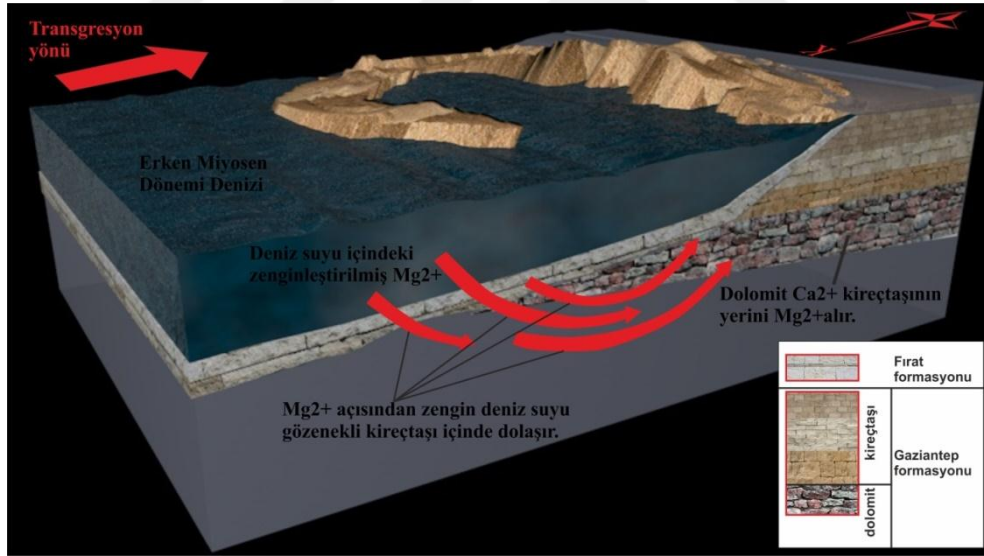
0'ın altındaki çok düşük $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri dolomitleşme esnasındaki artan sıcaklığı göstermektedir (Gregg ve Sibley 1984). $\delta^{18}\text{O}$ izotopun çok düşük değerleri aynı zamanda 80°C veya daha yüksek sıcaklık şartlarına bağlı olan neomorfik rekristalizasyonun bir göstergesidir (Braithwaite ve Rizzi 1997). Sibley ve Gregg (1987) ile Warren'e (2000) göre ksenotopik kristalli dolomitler 50-60°C'nin üzerindeki sıcaklıklarda (derin gömülme esnasında geç çökme v.b.) oluşurken, idiyotopik kristaller 50-60°C'nin altındaki sıcaklıklarda (sığ gömülme esnasındaki erken safha oluşumu v.b.) çökmektedir (Rameil 2008).

Karışım zonu modeli evaporitlerle ilişkisi bulunmayan ve gelgit üstü özellikler göstermeyen doygun zonda oluşan dolomitlerdir. Tatlı suyun, tuzlu suyla 5:1 oranında karışmasıyla oluşan dolomitleşmedir (Hanshaw ve diğ., 1971). Meteorik suların deniz suyu ile karşı karşıya geldiği kıyasal alanların yüzey altı zonları gibi ortamlarda, tatlı su ile deniz suyunun karışması ile oluşan acı sular nispeten düşük tuzlulukları işaret eder. Öyle ki, bu zonun, dolomitleri normal deniz suyu değerlerinden 1/1 gibi düşük tuzluluk değerlerine kadar değişen $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ değerlerinde sahip olabilmektedir. Dolomit, olasılıkla, karışım zonundaki suların içerdiği diğer iyonlardan dolayı daha az rekabetin olması nedeniyle, deniz suyuna nazaran böyle az tuzlu suların düşük $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ oranlarında oluşabilmektedir. (Land, 1985).

Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaların izotop karakterine bakıldığında, dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri genel olarak ‰-1.23 ile ‰-7.74 (PDB) arasında, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-0.68 ile ‰-6.79 (PDB) arasında değişmekte olup, Choquette ve Steinen (1980) tarafından tanımlanmış olan Karışım zonu-sığ gömülme alanına düşmekte (Şekil 7.20-21), dolayısıyla geç diyajenezde karışım suyu (deniz-tatlı su) alanında periferik ortamda dolomitleşen kireçtaşlarından oluştuğunu göstermektedir.

Duran ve diğ. (1988), yaptığı çalışmada Midyat gurubunu (Gaziantep formasyonu) çökelten deniz ile Silvan grubunu çökelten denizin farklı özellikler taşıdığını ve birbirleriyle bağlantısız olduklarını, Erken Miyosen döneminde deniz, önündeki kara alanlarını aşarak güney ve güneydoğu yönünde ilerleyerek Transgresif Fırat, Lice ve Kapıkaya formasyonlarının çökmesine neden olduğunu belirtmişlerdir. Bu bilgilerin ışığında Gaziantep formasyonu kireçtaşlarının sığ gömülme ortamında bu yeni denizin, formasyonun taban seviyelerine lokal etkisiyle meteorik suların deniz suyu ile karşı karşıya gelerek kıyısız alanların yüzey altı zonları gibi ortamlarda dolomitleştiği, dolomitleşmede havza kökenli sıcak sular ve/veya bölgedeki koçali-karadut naplarının tektonik aktivitesine bağlı olarak artan sıcaklık şartlarının etkisinin olduğu düşünülmektedir (Şekil 8.1.).

İnceleme alanımızdaki dolomitlerin petrografik özellikleri, ana ve iz element içerikleri ile izotop içeriği gözönüne alındığında karışım zonunda geç diyajenetik aşamada nispeten yükselen sıcaklıklarda (39°C-77°C) sığ gömülme esnasında oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 8.1. Gaziantep formasyonu dolomitlerinin oluşumunu gösteren şematik diyagram.

9. EKONOMİK JEOLJİ

Kireçtaşı, temel bir endüstriyel hammadde olup, kullanımının % 84'ü kimyasal ve endüstriyel amaçlı, %12'si refrakter ve yol yapımında; %4'ü yapılarda ve tarımsal faaliyetlerdedir. Bunlara ek olarak, demir çelik üretiminde, yüksek fırınlarda kireç olarak önemli miktarlarda kullanıldığı da bilinmektedir. Kaliteli bir kireç üretiminde, kireçtaşının belirli fiziksel,ve kimyasal özelliklere sahip olması gerekir. Ayrıca kireç üretiminde kullanılan teknolojiler de önemli olmaktadır.

Dolomit fiziksel ve kimyasal yapısına bağlı olarak endüstride çeşitli alanlarda kullanılmaktadır. Başlıca kullanıldığı alanlar; Yol inşaatlarında ve beton yapımında dolgu maddesi olarak, ziraatte, gübre yapımında dolgu maddesi olarak ve toprak ıslahında, cam ve soda sanayiinde üretimde, boya sanayiinde dolgu maddesi olarak, seramik sanayiinde, kimya sanayiinde beyazlatıcı olarak, suyun filtrasyonunda, kimya sanayiinde ferrosilikon imalinde, refrakter tuğla ve harçların üretiminde, demir-çelik sanayiinde demir cevherinin sinterlenmesinde, çelik üretiminde curuf yapıcı ve refrakter tuğlaları koruyucu olarak kullanılmaktadır.

Kullanım alanlarından en önemlileri refrakter malzeme imali ve kalsine edildikten sonra çelik üretiminde istenmeyen safsızlıkların cürufa geçmesini sağlamak amacıyla flux olarak kullanımınıdır. Bu nedenle, dolomitin en çok tüketildiği endüstriler, cam ve soda, refrakter ve demir-çelik'tir. Esas olarak çoğu refrakterlerin ana pazarı demir çelik endüstrisidir. Ancak bunun yanı sıra dolomit refrakter ürünleri çimento döner fırınlarında, dik kireç fırınlarında ve dolomit döner fırınlarında refrakter malzemesi olarak da kullanılmaktadır. Ham dolomit, kalsine dolomit, sinter dolomit ve Dead-burned dolomit biçiminde hazırlanarak kullanıma sunulmaktadır. Ham dolomit basit bir yıkama eleme işleminden sonra eritici ve refrakter olarak kullanılır.

İnceleme alanında Eğil (Diyarbakır) ve çevresinde gözlenen Gaziantep formasyonu kireçtaşları çimento, kireç üretimi, tarım (suni gübre ve hayvan yemi), yol, zemin inşaatlarında stabilizatör ve asfalt yapımında aşınmaya karşı katkı maddesi olarak pek çok alanda kullanılabilir. Çevrede kireçtaşlarından üretimi yapılan herhangi bir üretim sahası bulunmamaktadır.

10. SONUÇLAR

1) Kireçtaşlarından alınan örneklerde bentik foraminiferlerden *Heterostegina sp.*, *Miogypsinoidea complanatus* (SCHLUMBERGER), *Miogypsina polymorpha* (RUTTEN), *Miogypsina sp.*, *Operculina sp.*, *Globoigerinoides sp.*, *Amphistegina sp.*, ve *Lepidocyclina sp.* fosilleri belirlenmiştir. (Şekil 2.6-2.7). Bu foraminifer topluluğundan *Miogypsinoidea complanatus* (SCHLUMBERGER), *Miogypsina polymorpha* (RUTTEN), *Miogypsina sp.*, *Heterostegina* ve *Lepidocyclina*'lar kireçtaşlarının yaşının Üst Oligosen (Şattiyen) olduğunu göstermektedir. Bentik foraminifer faunasına Miliolidae, Kırmızı algler, gastropods, bryozoa, bivalve kavkı parçaları ve mercanlar eşlik etmiştir.

2) Kireçtaşlarından alınan örneklerde, sığ su ortamını karakterize eden bentik foraminifer zonu tanımlanmıştır. Bu foraminiferler kireçtaşlarının sığ denizel koşullarda şelf lagünü-resifal ortamda çökeldiğini belirtmektedir.

3) Gaziantep formasyonu kireçtaşları Dunham (1962)'a göre 2 fasiyese ayrılmıştır. Dolomitler kristal şekli, boyutu, sınırlarının düzenli-düzensiz oluşuna göre 1 mikrofasiyese ayrılmıştır.

a- Kireçtaşı fasiyesi 1 (Kf1) (istiftaşı)

b- Kireçtaşı fasiyesi 2 (Kf2) (tanetaşı)

c- Mikro boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit (Df)

4) Dolomitler, ince kesitlerde mikro kristalli özşekilsiz dolomit kristalleri şeklindedir. Ksenotopik dokulu, kristallerin çoğu kirli bir görünüme sahiptir. Dolomitlerin ilksel dokularının korunmadığı gözlenmiştir.

5) Dolomitlerinin kimyasal analizi sonucunda, CaCO₃ oranının % 55-99 mol arasında, MgCO₃ içeriğinin % 1-45 mol arasında değiştiği belirlenmiştir. Ana oksit içerikleri; SiO₂ içeriği % 0.07-1.27, Al₂O₃ içeriği %0-0.40, Fe₂O₃ içeriği %0.01-0.22, olarak saptanmıştır. TOT/C'nin değişim aralığı %11.79-12.78 arasındadır. Sr içeriğinin 48.1-440.6 ppm, Ba içeriğinin 2-15 ppm ve Rb içeriğinin de 0.2-2.6 ppm civarında olduğu belirlenmiştir. MgCO₃ içeriğine göre dolomitlerin bileşimi, Ca'ca zengin (Ca₅₅₋₅₆ Mg₅₂₋₅₃) non-stoikometrik dolomit özelliği göstermektedir. Gaziantep formasyonu dolomitlerindeki Ba içeriği genel olarak <60 ppm (bir örnek 98 ppm) olduğundan buradaki karbonatların denizel kökenli olduğunu ifade etmektedir.

6) Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlarına ait kireçtaşlarının, $\delta^{18}\text{O}$ değerleri genel olarak ‰-7.83 ile ‰-5.33 PDB (ort. ‰-6.80 PDB) arasında, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-6.90 ile ‰-0.17 PDB (ort. ‰-3.29) (PDB) arasında değişmektedir. Dolomitlerin, $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰-7.74 ile ‰-1.23 PDB (ort. ‰-5.36) (PDB) arasında, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-6.79 ile ‰-0.68 PDB (ort. ‰-4.10) (PDB) arasında değişmektedir. Gaziantep formasyonu dolomitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop karakteri karışım zonu-sığ gömülme alanında oluştuğunu belirtmektedir.

7) Gaziantep formasoyunu kireçtaşlarının oluşumu için paleosıcaklık Epstein ve diğ., 1953; Craig, 1961; Hays ve and Grossman, 1961'in denkleminde yararlanılarak hesaplanmıştır. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlardaki kireçtaşlarının oluşum ortamı sıcaklığı 21°C - 57°C arasında değişmektedir. Ortalama oluşum ortamı sıcaklığı 47°C 'dir. Dolomitleşme için paleosıcaklık Fritz ve Smith (1970)'in denkleminde yararlanılarak hesaplanmıştır. Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçlardaki geç diyajenetik kökenli dolomitlerin dolomitleşme sıcaklığı 39°C - 77°C arasında değişmektedir. Ortalama oluşum ortamı sıcaklığı 66°C 'dir. Buna göre dolomitler genel olarak yüksek sıcaklıkta oluşmuşlardır.

8) Gaziantep formasyonu karbonatlı kayaçların REE değerleri NASC değerlerine göre tüketilmeyi göstermektedir. Ayrıca karbonatlı kayaçlar (pozitif) Ce anomalisi negatif Eu anomalileri sergilemektedir.

KAYNAKLAR

- Açıkbaş, D. ve Baştuğ, C., 1975, V. Bölge Cacas-Hani yöresi kuzey sahalarının jeoloj raporu ve petrol olanakları: *TPAO Arama Grubu*. Rapor no. 917,45 s.
- Açıkbaş, D., Sungurlu, O., Akgül, A. ve Erdoğan. T., 1979, Geology and petroleum possibilities of Southeast Turkey: *TPAO Arama Grubu*. Rapor no, 1410. 31 s.
- Alkan, H., 1997, Malatya Baseninin Jeolojisi ve Petrol Olanakları. *TPAO Rap.*, 3766, Ankara.
- Allan, J.R. and Wiggins, W.D., 1993, Dolomite reservoirs-geochemical techniques for evaluating origin and distribution. *AAPG Cont. Edu. Course Notes Ser.* 36, 129pp.
- Amthor, J.E. and Friedman, G.M., 1991, Dolomite-rock textures and secondary porosity development in Ellenburger Group carbonates (Lower Ordovician), *West Texas and southeastern New Mexico, Sedimentology*, 38, 343-362.
- Arefifard, S. and Davydov, V. I., 2005, Petrography and Geochemistry of Permian Strata in Tabas and Kalmard Regions, Eastern-Central Iran, *Geophysical Research Abstract*, 7.
- Ayyıldız, T., Tekin, E. and Satır, M., 2004, Water circulation near the mixed-water and microbiologic activity of the mesozoic dolomite sequence, an example from The Central Taurus, Turkey, *Carbonates and Evaporites*, 19/2, 107-117.
- Badgley, P.C., 1957a, Tidewater Oil Company geological report on the Softek structure Mardin and Siirt vilayets, Southeast Turkey (Licence No: 154): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu No: 232, Rapor No: 2, 17s.* (yayımlanmamış).
- Badgley, P.C., 1957b, Geologic report on the Ebyat Dome (Tidewater Oil Company Report): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu No: 232, Rapor No: 3, 23s.* (yayımlanmamış).
- Bağırsakçı, S., Akçay, A.E., Manav, E., Polat, C., Ay, Y., Kum, M., Akbulut, İ. ve Özgür, İ.B. 1995, Diyarbakır-Ergani-Çınar alanının jeolojisi. *MTA Raporu*, 85s.
- Baker P.A. and Burns, S.J., 1985, Occurrence and Formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments, *Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol.*, 69, 1917-1930.
- Banner, J.L., Hanson, G.N. and Meyers, W.J., 1988, Water-rock interaction history of regionally extensive dolomites of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): İsotopic evidence, In: *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones* (eds.: Shukla, V., Baker, P.A.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 43, 97-114.
- Baştuğ, M.C., 1980, Sedimentation, deformation and melange emlacement in the Lice basin, Dicle- Karabegan area, Southeast Turkey (Doctora thesis): *TPAO Arama Grubu*, Rapor no. 1494, 282 s., Ankara.

- Behrens, E.W. and Land, L.S., 1972. Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas: *Sedimentary Geol.*, 42, 155-161.
- Blakslee, G., Sturz, C. ve Hansen, M., 1960, Regional geologic compilation report of Southeast Turkey and Adjacent Arcas (Tidewater Oil Company Report): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü*, 116 p.
- Bolgi, T., 1961, V. Petrol Bölgesi seksiyon ölçmeleri AR/TPO/261 nolu saha ile Reşan-Dodan arası batısındaki sahanın strüktürel etüdlere: *TPAO Arama Grubu*, Rapor No: 162. 52s. (yayımlanmamış).
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. ve Kozlu, H., 2009, Hazro (Diyarbakır) bölgesi Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı sedimanter istifin mineralojisi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 21, .53-81.
- Bozorgnia, F., 1967, Facies and microorganism of Permian through Miocene sediments of district V and VI-SE Tutkey: *TPAO Arama Grubu*. Rapor no. 404, 8 s.
- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system-2: stable isotopes, *Jour. Sedim. Petrol.*, 51, 987-997.
- Bryant, G.F., 1960, Stratigraphic report of the Penbeğli-Tutköy area, Petroleum District VI, Southeast Turkey (American Overseas Petroleum (AMOSEAS) Report): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi*, Kutu No: 323, Rapor No: 12, 27s. (TPAO Arama Grubu, Rapor No: 647), (yayımlanmamış).
- Budd, D.A., 1997, Cenozoic dolomites of carbonate islands: Their attributes and origin, *Earth Science Reviews*, 42, 1-47.
- Choquette, P.W. and Steinen, R. P., 1980, Mississippian non-supratidal dolomite, Ste. Genevieve limestone, Illionis Basin: evidence for mixed-water dolomitization, In: Concepts and models of dolomitization (eds.: Zenger, D.H., Dunham J.B. and Ethington, R. L.), *SEPM. Spec. Publ.*, 28, 163-196.
- Compston, J.S., Hall, D.L., Mallinson, D.J. and Hodell, D.A., 1994, Origin of dolomite in the phosphatic Miocene Hawthorn Group of Florida. *J. Sed. Res.*, 64, 638-649.
- Coppin, F., Berger, G., Bauer, A., Castet, S. and Loubet, M. 2002. Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. *Chem. Geol*, v. 182, p. 57-68.
- Craig, Harmon, 1961, Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters: *Science*, v. 133, p. 1833-1834.
- Dinç, S., 2010, Kasımlar Çevresindeki (Eğirdir Güneydoğusu, Isparta) Üst Triyas Yaşlı Menteşe Dolomitlerinin Sedimantolojik Ve Jeokimyasal İncelemesi, *Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 191s.*
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of carbonate rocks (eds.: W. E. Ham), AAPG, 108-121.

- Duran, O. ve Yılmaz, E., 1997, Güneydoğu Anadolu bölgesi otokton ve allohton birimler stratigrafi adlama sözlüğü (Lexicon). *TPAO Genel Müdürlüğü, Eğitim Yayınları No.31*.
- Duran, O., 1988, Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan gruplarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve petrol potansiyeli; *Türkiye Petrol Jeol., Dern., Bült., 1-2, 99-126*.
- Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ. Ve Perinçek, D., 1988, Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan Gruplarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve petrol potansiyeli: *TPJD Bülteni, cilt ½, 99-126 s., Ankara*.
- Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D., 1989, Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan gruplarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve paleocoğrafyası, paleontolojisi, jeoloji tarihi, rezervuar ve diyajenez özellikleri ve olası petrol potansiyeli: *TPAO Arama Grubu, Rapor No: 2563, 78s. (yayımlanmamış)*.
- Durkee, E. F., 1961, Proposed stratigraphic nomenclature, District VI, Southeast Turkey: *Petroleum Administration Publications, Bulletin no. 6, p. 38-46*.
- Ekim, S., Gönülden, P. ve İlhan. E., 1961, Fransız Petrol Enstitüsü (IFP) jeologlar grubu ile V. ve VI. Petrol bölgelerinde yapılan teknik gezi hakkında rapor: *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 199, 30 s.*
- Elderfield, H., Hawkesworth, C.J., Greaves, M.J. and Calvert, S.E., 1981, Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. *Geochim Cosmochim Acta. 45, 1231-1234*.
- Epstein, S. and Mayeda, T.K., 1953, Variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio in natural waters: *Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 4, p. 213-224*
- Ercan, T., Şaroğlu, F., Turhan, N., Matsuda, J. I., U, T., Fujitani, T., v.d., 1991, Karacadağ volkanitlerinin jeolojisi ve petrolojisi, *Türkiye Jeoloji Bülteni, 6, s. 118-133*.
- Ericson, D. B. 1939, Geology of the Diyarbakır-Siirt area: *MTA Derleme no. 875, 22 s.*
- Foley, E. J., 1937, Raman dağ jeolojisi hakkında rapor: *MTA Derleme no. 249, 11 s.*
- Frey, R.W., Pemberton S.G., 1986, Trace fosil facies models, models, in Walker R.G. (Editör), Facies Models, *Geo. Ass. of Canada Publ., Reprint Series 1, pp. 189-208*.
- Friedman, G.M., 1965, Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *J. sedim. Petrol., 35, 643-655*.
- Fritz, P. and Smith, D. G. W., 1970, The isotopic composition of secondary dolomite. *Geochim. Cosmoc. Acta 34, 1161-1173*.
- Fu, X., Wang, J., Zeng, Y., Tan, F. and He, J. 2010, Geochemistry and origin of rare earth elements (REEs) in the Shengli River oil shale, northern Tibet, China, *Chemie der Erde (Article in press)*.

- Gao, G. and Land, L.S., 1991, Early Ordovician Cool Creek dolomite, Middle Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma, USA: origin and modification. *J. Sediment. Petrol.* 61, 161-173.
- Genç, S., 1985, Bitlis masifi Lice-Kulp (Diyarbakır) ve Çöçekyazı-Gökay (Hizan, Bitlis) yöreleri gnays ve amfibolitlerinin köken sorununun irdelenmesi: *JMO Dergisi*, no. 23, s. 31-38.
- German, C.R., Elderfield, H., 1990, Application of Ce anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules: *Paleoceanography*, 5, 823-833.
- Gromet, L. F., Dymek, R. F., Haskin, L. A. and Korotev, R. L., 1984, The “North American shale composite”: its compilation, major and trace element characteristics, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 2469-2482.
- Günay, Y., 1998, Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi-Stratigrafisi: *TPAO Arama Grubu Başkanlığı: Rapor no. 3939, 37 s., Ankara.*
- Gürpınar, O. ve Gözübol, A.M., 1979, Kahramanmaraş kuzeyinin jeoloji incelemesi ve allohton birimlerin yerleşme modeli: *TPAO Arama Grubu, Rapor No: 1392, 39s. (yayımlanmamış).*
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M.E, Tezcan, Ü.Ş. ve Çoruh. T. 1988, Güneydoğu Anadolu'da Mardin ve Midyat Grupları arasında yer alan birimlerin stratigrafisi (ön rapor): *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2414, 154 s.*
- Güven. A., Dinçer, A., Tuna, E. M. ve Çoruh, T., 1991, Stratigraphic evolution of the Campanian-Paleocene autochthonous succesion of the Southeast Anatolia: *Ozan Sungurlu Symposium Proceedings. p. 238-261.*
- Güvenç, T., 1973, Gaziantep-Kilis bölgesi stratigrafisi, *MTA Jeoloji Etüdleri Dairesi rapor arşivi. rapor no. 304, 70 s. Ankara (Yayımlanmamış).*
- Haksal, A., 1981, Petrographie und Geochemie des Schildvulkans Karacadağ, “Unpublished doctoral dissertation”, *University of Hamburg, Germany.*
- Hanshaw, B.B., Back, W. ve Dieke, R.G., 1971, A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater: *Econ. Geol.*, 66, 710-724.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A. and Wildman, T. R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, In: *Origins and distribution of the elements (eds.: Ahrens, L. H.), 1, 889-911.*
- Hays P.D. and Grossman E.L., 1991, Oxygen isotopes in meteoric calcite cements as indicators of continental paleoclimate. *Geology* 19: 441–444.
- Holail, H.M., 1989, Carbon and oxygen isotopic ratio of dolomites from Gebal Ataqa, Abstract, 1 st International conference of geochemistry, *Alexandria University, Egypt, p. 262.*
- Irwin, H., Curtis, C. and Coleman, M., 1977, Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments, *Nature*, 629, 209-213.

- İmamoğlu, M.Ş., 1993, Gölbaşı-Pazarcık-Narlı (K.Maraş) arasındaki sahada Doğu Anadolu Fayının neotektonik incelemesi. *Doktora tezi, A.Ü. FBE, Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı, 138.*
- Kato, Y. and Isozaki. Y., 2009, Comment on "Evaluation of palaeo-oxygenation of the ocean bottom cross the Permian-Triassic boundary" by Kakuwa (2008): Was the Late Permian deep-superocean really oxie? *Global and Planetary Change*, v. 69, p. 79-81.
- Kellogg, H.E., 1960a, Stratigraphic report, Hazro area, Petroleum District V, SE Turkey (American Overseas Petroleum (AMOSEAS) Report): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu No: 126, Rapor No:1, 42s. (yayımlanmamış).*
- Kellogg, H.E., 1960b, Stratigraphic report, Bitlis Siirt area, Petroleum District V, Southeast Turkey (American Overseas Petroleum (AMOSEAS) Report): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu No: 126, Rapor No:2, 25s. (yayımlanmamış).*
- Kellogg, H.E., 1972, Geological report licenses 943, 953, 954 and vicinity (American Overseas Petroleum (AMOSEAS) Report): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu No: 150, Rapor No: 5, 52s.*
- Ketin, İ., 1953, Çermik (Diyarbakır) bölgesinin 1/50.000 mıkyaşlı jeolojik lövesine ait kısa bir rapor (memuar): *MTA Derleme No: 2056, 7s. (yayımlanmamış).*
- Ketin, İ., 1983, Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, *Istanbul Technical University. Publications, Istanbul, 595 s.*
- Kırmacı, M.Z. and Akdağ, K., 2005, Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene limestone turbidites, Eastern Oontides, Turkey, *Sedimentary Geology*, 181, 39-57.
- Koaster, E.A., 1963, Petroleum geology of District V, Turkey with special reference to license No: 649 of Aladdin Middle East Ltd. (AME Report): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu No: 125, Rapor No: 4,22s. (yayımlanmamış).*
- Kuşcu, M., Cengiz, O. ve Bozcu, A., 2001., Menteşe (Isparta) dolomitlerinin endüstriyel hammadde özelliklerinin araştırılması, 4. *Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu, İzmir, 236-249.*
- Land, L.S. and Hoops, G.K., 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions, *J. Sed. Petrol.* 43, 614-617.
- Land, L.S., 1980, The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. In: Concepts and models of dolomitization (eds.: Zenger, D.H., Dunham, J. B. and Ethington, R.L.), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.* 28, 87-110,
- Land, L.S., 1985, The origin of massive dolomite. *J. Geol. Educ.* 33, 112-115.
- Land, L.S., Salem, M.R.I. and Morrow, D.W., 1975, Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence. *AAPG Bull.*, 59, 1602-1625.

- Lawrence, M.G., Greig, A., Collerson, K.D., Kamber, B.S., 2006. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquatic Geochemistry* 12, 39–72.
- Liu, Y.G., Miah, M.R.U., Schmitt, R.A., 1988, Cerium: a chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 1361-1371.
- Lumsden, D.N. and Chimahusky, J.S., 1980, Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. In: Concepts and models of dolomitization (eds.: Zenger, D.H., Dunham, J.B. and Ethington, R.L.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 28, 123-137.
- Luo, Y., Gao, S., Yuan, H., Liu, X., Deltlef, G., Jin, Z. and Sun, M., 2003, Ce anomaly in minerals of eclogite and garnet pyroxenite from Dabie-Sulu ultrahigh pressure metamorphic belt: Tacking subducted sediment formed under oxidizing conditions, Science in China Series D: *Earth Sciences*, v. 47 (10), p. 920-930.
- Lustrino, M., Keskin, M., Mattioli, M., Lebedev, V.A., Chugaev, A., Sharkov, E., Kavak, O. 2010, “Primordial Activity of the Largest Cenozoic Shield Volcano of the Circum-Mediterranean Area: Mt. Karacadağ, SE Turkey”, *European Journal of Mineralogy*, 22 (3), pp. 343-362.
- Madhavaraju, J., González-León, C.M., Lee, Y.I., Armstrong-Altrin, J.S., Reyes-Campero, L.M., 2010, Geochemistry of the Mural Formation (Aptian-Albian) of the Bisbee Group, Northern Sonora, Mexico: *Cretaceous Research*, 31, 400-414
- Madhavaraju, J., Lee, Y.I., 2009, Geochemistry of the Dalmiapuram Formation of the Uttatur Group (Early Cretaceous), Cauvery Basin, southeastern India: Implications on provenance and paleoredox conditions: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 380-394.
- Madhavaraju, J., Ramasamy, S. 1999, Rare earth elements in limestones of Kallankurichchi Formation of Ariyalur Group, Tiruchirapalli Cretaceous, Tamil Nadu: *Journal of the Geological Society of India*, 54, 291-301.
- Malone, M.J., Baker, P.A. and Burns, S.J., 1994, Recrystallization of dolomite: Evidence from the Montaney Formation (Miocene), *California, Sedimentology*, 41, 1223-1239.
- Malone, M.J., Baker, P.A. and Burns, S.J., 1996, Hydrothermal dolomitization and recrystallization of dolomite breccias from the Miocene Monterey Formation, Tepuquet Area, *California, Jour. Sediment. Res.*, 66, 976-990.
- Maxson, J. H., 1936, Geology and petroleum possibilities of the Hermis dome: *MTA Derleme no. 255*, 25 s.
- Mazzullo, S.J., 1992, Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review, *Carbonates Evaporites*, 7, 21-37.
- Mitchell, J.T., Land, L.S. and Miser, D.E., 1987, Modern marine dolomite cement in a north Jamacian fringing reef. *Geology*, 15, 557-560.

- Montanez, I.P. and Read, J.F., 1992, Fluid-rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians, *Jour. Sediment. Petrol.*, 62, 753-778.
- Morrow, D. W., 1998, Regional subsurface dolomitization: Models and constraints, *Geosci. Can.*, 25, 57-70.
- Murray, R.C. and Lucia, F.J., 1967, Cause and control of dolomite distribution by rock selectivity, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 78, 21-35.
- Nance, W.B., Taylor, S.R., 1976. Rare earth element patterns and crustal evolution-I. Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1539-1551.
- Nardin, T.R., 1979, A review of mass movement processes, geology of continental slopes, *SEPM Spec. Pub. No: 27*, pp. 61-73.
- Nath, B.N., Bau, M., Ramlingeswara Rao, B., Rao, Ch.M., 1997, Trace and rare earth elemental variation in Arabian Sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 2375-2388.
- Önenç, D. İ., 2003, Ocak açılımını ve blok kullanımını etkileyen koşullar. *Mermer blok çıkarma teknolojileri semineri, 12-17 Ocak 2003, Ankara. TMMOB Maden Mühendisleri Odası.*
- Peksü, M., 1958, Haydarlı section (Esso Standard (Turkey) Inc.): TPAO Arama Grubu, Arşiv No: 969, (yayımlanmamış).
- Peksü, M., 1969, Proposed rock unit nomenclature, Petroleum District V. and VI, SE-Turkey: TPAO Arama Grubu, Arşiv no. 5158.
- Periam, C.E. ve Krummenacher, R., 1958, The geology of the Eastern part of District VI(Urfa area), SE Turkey (N.V. Turkse Shell Report): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Arşivi, Kutu No: 352, Rapor No: 4, 37s. (TPAO Arama Grubu, Rapor No: 836), (yayımlanmamış).*
- Perinçek, D. (1990). Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, Güneydoğu Anadolu Türkiye: *TPJD Bülteni, cilt. 2/1, s. 21-68.*
- Perinçek, D. ve Özkaya, İ., 1981, Arabistan levhası kuzey kenarı tektonik evrimi. *Yerbilimleri*, 8, 91-101.
- Perinçek, D., 1977, Çelikhhan-Sincik-Koçali (Adıyaman ili) alanının jeolojik incelenmesi: *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1394, 30 s., Ankara.*
- Perinçek, D., 1978, V-VI-IX. Bölge (Güneydoğu Anadolu otokton-allohton birimler) jeoloji sembolleri: TPAO Arama Grubu Rapor No 6657.
- Perinçek, D., 1979a, Çelikhhan-Sincik-Koçali (Adıyaman ili) alanının jeolojik incelemesi: *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1394, 30 s., Ankara.*
- Perinçek, D., 1979a, Çelikhhan-Sincik-Koçali (Adıyaman) alanının jeolojik incelemesi: *TPAO Arama Grubu Rapor No 1395.*

- Perinçek, D., 1979b, Hazro, Korudağ-Çüngüş, Maden, Hazar, Elazığ, Malatya dolayının jeolojisi: *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1395. 62 s.*
- Perinçek, D., 1980, Arabistan kıtası kuzeyindeki tektonik evrimin, kıta üzerinde çökelen istifteki etkileri: *Türkiye Beşinci Petrol Kongresi, Jeoloji-Jeofizik Bildirileri, s. 77-93.*
- Perinçek, D., 1980a, Softek antiklinalinde ve yakın dolayında Mardin grubu ile diskordanskapını olasıklı Beloka formasyonu petrol olanakları: *TPAO Arama Grubu, RaporNo: 1430, 28s. (yayımlanmamış).*
- Perinçek, D., 1980b, Arabistan kıtası kuzeyindeki tektonik evrimin, kıta üzerinde çökelen istifteki etkileri: *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1534, 30 s.*
- Perinçek, D., Günay, Y., Kozlu, H., 1987, Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesindeki yanal atımlı faylar ile ilgili yeni gözlemler. *TPJD, Türkiye 7. Petrol Kong., 89-103.*
- Perry, ve Yalçın, K., 1957, Tavan structure (south) section (Esso Standard (Turkey) Inc.): *TPAO Arama Grubu, Arşiv no. 924.*
- Potter, P.E., 1978, Petrology and chemistry of modern big river sands: *The Journal of Geology, v. 86, p. 423-449.*
- Qing, H., 1998, Petrology and geochemistry of early-stage, fine-and mediumcrystalline dolomites in the Middle Devonian Presqu'île Barrier at Pine Point, *Canada. Sedimentology, 45, 433-446*
- Rameil, N., 2008, Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platform carbonates: A case study from the Jura Mountains (NW Switzerland, E France), *Sedimenter Geology, 212, 70-85.*
- Rao, C. P., 1989, Geochemistry of the Gordon Limestone (Ordovician), Mole Creek, Tasmania, *Australian Jour. Earth Sci., 36, 65-71.*
- Reinhold, C., 1998, Multiple episodes of dolomitization and dolomit recrystallization during shallow burial in upper jurassic shelf carbonates, Eastern Swabian, South Germany, *Sediment. Geol., 71-95.*
- Rengarajan, R., Sarin, M. M., 2004, Distribution of rare earth elements in the Yamuna and the Chambal rivers, India, *Geochem. J., 38, 551-569.*
- Rigo de Righi, M. ve Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey; *AAPG Bulletin, no. 48, p. 1911-1937.*
- Rosen, M.R., Miser, D.E. and Warren, J.K., 1988, Sedimentology, mineralogy and isotopic analysis of Pellet lake, Coorong Region, South Australia, *Sedimentology, 35, 105-122.*
- Schmidt. G. C., 1961, Stratigraphy and petroleum possibilities of Central District VI, Turkey: *Petrol işleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no. 332, Rapor no. 4, 43 s. (TPAO Arama Grubu. Rapor no. 767).*

- Scholle, P. A. and Arthur, M. A., 1980, Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 64, 67-87.
- Searl, A., 1994, Discontinuous solid solution in Ca-rich dolomites: the evidence and implications for the interpretation of dolomite petrographic and geochemical data, In: *Dolomites: A volume in honour of Dolomieu* (eds.: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D.), *Int. Assoc. Sedimento. Spec. Publ.*, 21, 361-376
- Shaw, S.K., 1989, Occurrence, geochemistry and origin of early diagenetic carbonates of the Hawthorn Group (Miocene), Florida (unpublished Ms thesis), *University of South Florida, Tampa, Florida*, 169 p.
- Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987, Classification of dolomite rock texture. *J. Sediment. Petrol.* 57, 967-975.
- Sibley, D.F., Dedoes, R.E. and Bartlett, T.R., 1987, Kinetics of dolomitization, *Geology*, 15, 1112-1114.
- Sperber, C.M., Wilkinson, B.H. and Peacor, D.R., 1984, Rock composition, dolomite stoichiometry and rock/water reactions in dolomitic carbonate rocks, *J. Geol.* 92, 609-692.
- Spry, A., 1969, *Metamorphic Textures*, Pergamon Press, *Oxford*, 350 pp.
- Stratum, 1963, General geological report on the Petroleum District V with reference to the areas AR/A.M.E./648, 649, AR/C.M.E./657, 660, AR/P.E.R./650, 659 (Aladdin Middle East Ltd. Report): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu No: 125, Rapor No: 7,19s. (yayımlanmamış)*.
- Sungurlu, O., 1972, VI. Bölge Gölbaşı-Gerger arasındaki sahanın jeolojisi: *TPAO Rapor No: 802., Ankara (yayımlanmamış)*.
- Sungurlu, O., 1973, VI. Bölge Gölbaşı-Gerger arasındaki sahanın jeolojisi: *TPAO Arama Grubu, Rapor No: 802, 30s. (yayımlanmamış)*.
- Sungurlu, O., 1974, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi: *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 871, 32 s., Ankara*.
- Suzuki, Y., Iryu, Y., Inagaki, S., Yamada, T., Aizawa, S. and Budd, D.A., 2006, Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kitadaiti-jima, northern Philippine Sea. *Sed. Geol.*, 183, 181-202.
- Şaroğlu, F. ve Emre, Ö., 1987, "Karacadağ volkanitlerinin genel özellikleri ve GD. Anadolu otoktonundaki yeri"; *Türkiye 7. Petrol Kongresi*, s.384-391.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1984, Doğu Anadolunun Neotektoniği ve ilgili Magmatizması, *Ketin Sempozyumu*, 149-162.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach : *Tectonophysics*, 75,181 - 241.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, *Türkiye jeoloji Kurumu, Konferans serisi: 2*.

- Tanyol, Ç., Yakar, H. ve Ediger, V.Ş., 1997, Güneydoğu Anadolu bölgesi otokton istifinin biyostratigrafi atlası: *TPAO Eğitim Yayınları, No:30, 510s.*
- Taşman, C. E., 1933, Dicle ile Mardin ve Suriye hudutları arasındaki mıntıkanın petrol ihtimalatı hakkında rapor: *MTA Derleme no. 216, 7 s.*
- Temple, P. ve Yalçın, K., 1958a, Lice section (Esso Standard (Turkey) Ice): *TPAO Arama Grubu, Arşiv No: 953, 955, (yayımlanmamış).*
- Temple, P. ve Yalçın, K., 1958b, Kuru Dağ section (Esso Standard (Turkey) Ire): *TPAO Arama Grubu, Arşiv No: 971, (yayımlanmamış).*
- Temple, P. ve Yalçın, K., 1958c, Kilise Dağ section (Esso Standard (Turkey) inc.): *TPAO Arama Grubu, Arşiv No: 851, (yayımlanmamış).*
- Terlemez, H. Ç. I., Şentürk, K., Ateş, Ş., Sümengen, M. ve Oral, A. 1992, Gaziantep dolayının ve Pazarcık-Şakçagöz-Kilis-Elbeyli-Oğuzeli arasının jeolojisi. *M. T. A. Rap. No. 9526, Ankara (yayımlanmamış).*
- Tolun, N., 1954, Güneydoğu Anadolu'nun stratigrafisi ve tektoniği: *MTA Derleme No: 2147,95s. (yayımlanmamış).*
- Tolun, N., 1955, Besni, Adıyaman, Samsat arası bölgelerinin jeolojik etüdü: *MTA DerlemeNo: 2251, 5İs. (yayımlanmamış).*
- Tolun, N., 1960, Stratigraphy and tectonics of Southeastern Anatolia: *Revue de la Faculte des Sciences de l'Universite D'İstanbul, Tome XXV, Faso. 3-4, serie B, p. 204 264.*
- Toprak, V. ve Kavak, O.. 2012, “Sur İçi (Diyarbakır) Tarihi Binalarındaki Silindirik Kaya Kolonların Jeolojik İncelemesi”, *İBB Restorasyon Konservasyon Çalışmaları Dergisi, Sayı 11, 23–36, 2012.*
- Török, A., 2000, Formation of dolomite mottling in Middle Triassic ramp carbonates (Southern Hungary), *Sediment. Geol., 131, 131-145.*
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990, Carbonate Sedimentology, *Blackwell Scien. Publ., Oxford, 482 S.*
- Tuna, D., 1973, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu: *TPAO Arama Grubu, Rapor No: 813, 131s. (yayımlanmamış).*
- Usta, D. Ve Beyazçiçek, H. 2006, Adana ilinin jeolojisi, *M. T. A. Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğü, Adana (yayımlanmamış).*
- Vilson, H. H. and Krummenacher, R., 1959, Geology and oil prospects of the Gaziantep Region, Southeast Turkey (N. V. Turkse Shell Report): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no. 351, Rapor no. 2, 53 s. (TPAO Arama Grubu, Rapor no. 839)*
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, Berlin, Heiderberg, New York, p 471.
- Yıldırım, M. ve Yılmaz, Y., 1991, Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının ekaylı zonu, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 3, 57-73.*

- Yıldırım, M.A., 2006, Diyarbakır İli Hani İlçesi Mermerlerinin Jeolojisi ve Teknolojik Özellikleri, *Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Yüksek lisans tezi*, s. 61.
- Yılmaz, Y., 1982, Amaños Dağlarının tektoniği: *TPAO Arama Grubu*, Rapor No: 1653, 91s.(yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y., 1983, “Türkiye’de Tetis’in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım:” *TJK Yerbilimleri Özel Dizisi*. 1.75 s
- Yılmaz, Y., 1993, New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of American Bulletin*, 105, 251-271.
- Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C., Yılmaz, Y., 1991, Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında Maden Grubunun tektonik konumu ve jeolojik önemi. *A.Ü. Fen Fak., A.Suat Erk jeoloji sempozyumu, bildiriler*, 251-264.

www.mta.gov.tr



ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Faruk KESKİN
Uyruğu : T.C.
Doğum Yeri ve Tarihi : VAN/MERKEZ 03.02.1985
Telefon : 05444519132
Faks :
e-mail : ffaruk.keskinn@gmail.com

EĞİTİM

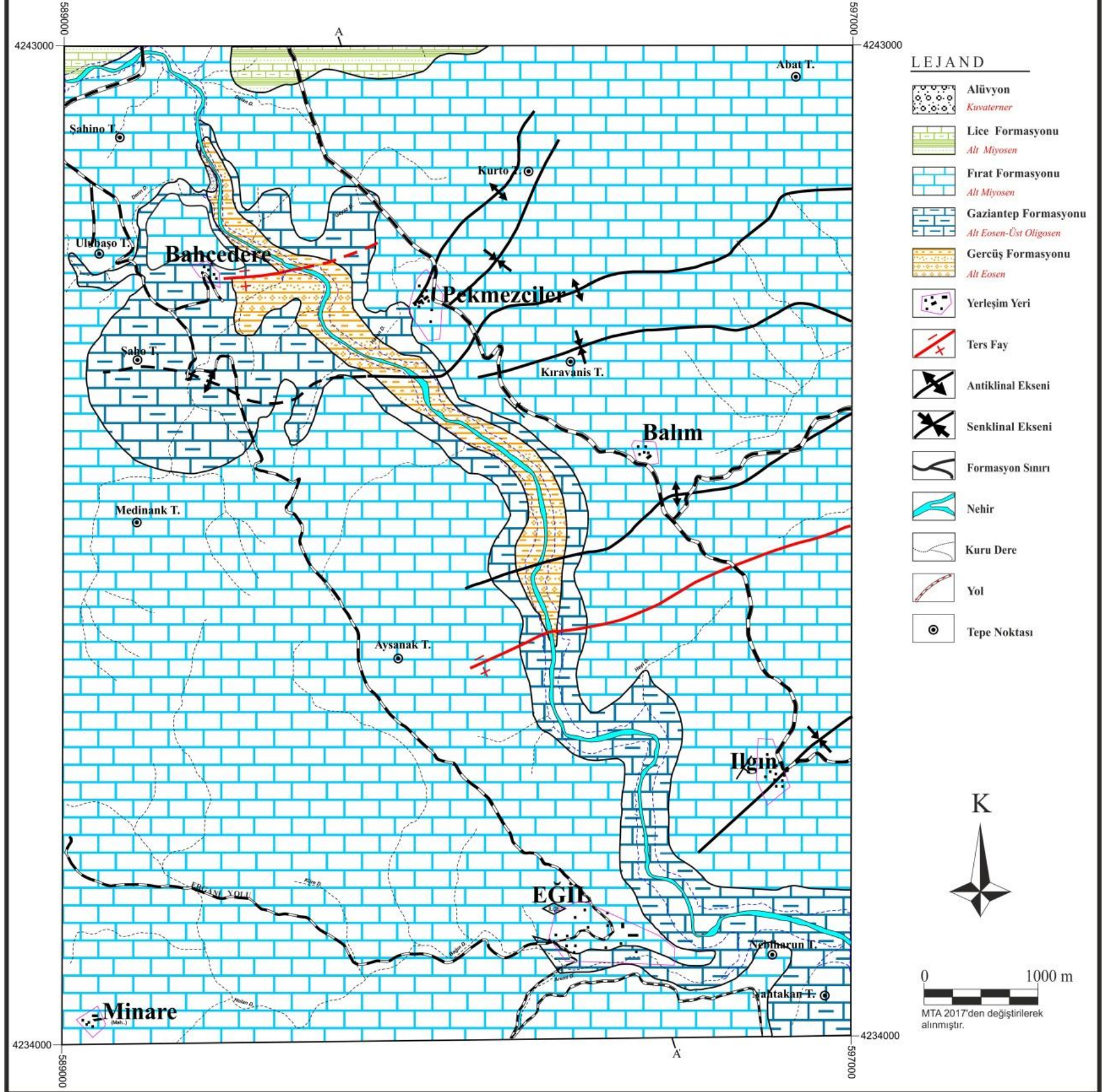
Derece	: Adı, İlçe, İl	Bitirme Yılı
Lise	: Açıköğretim Lisesi, VAN/MERKEZ	2006
Üniversite	: BATMAN ÜNİVERSİTESİ, BATMAN	2014

YABANCI DİLLER: İngilizce

EĞİL ÇEVRESİNİN (DİYARBAKIR) JEOLojİ HARİTASI

F. KESKİN , 2017

EK 1



EĞİL (DİYARBAKIR) DOLAYININ FASIYES KORELASYONU

F.KESKİN, 2017

EK-3

