

T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**KASIMLAR ÇEVRESİNDEKİ (EĞİRDİR GÜNEYDOĞUSU, ISPARTA) ÜST
TRİYAS YAŞLI MENTEŞE DOLOMITLERİNİN SEDİMANTOLOJİK VE
JEOKİMYASAL İNCELEMESİ**

SALİH DİNÇ

DOKTORA TEZİ

JEOLOLİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİMDALI

KONYA, 2010

T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KASIMLAR ÇEVRESİNDEKİ (EĞİRDİR GÜNEYDOĞUSU, ISPARTA) ÜST
TRİYAS YAŞLI MENTEŞE DOLOMITLERİNİN SEDİMANTOLOJİK VE
JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

SALİH DİNÇ

DOKTORA TEZİ

JEOLOLİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİMDALI

KONYA, 2010

Bu tez ... / ... / 2010 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği / oyçokluğu ile kabul edilmiştir.

Yrd. Doç. Dr. A.Müjdat Özkan

(Danışman)

Prof. Dr. Ali BİLGİN

(Üye)

Prof. Dr. Erdoğan TEKİN

(Üye)

Doç. Dr. Yaşar EREN

(Üye)

Yrd. Doç. Dr. Ahmet TURAN

(Üye)

ÖZET

DOKTORA TEZİ

KASIMLAR ÇEVRESİNDEKİ (EĞİRDİR GÜNEYDOĞUSU, ISPARTA) ÜST TRIYAS YAŞLI MENTEŞE DOLOMITLERİNİN SEDİMANTOLOJİK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

Salih DİNÇ

Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Yrd. Doç. Dr. A. Müjdat ÖZKAN

2010, 191 Sayfa

Jüri: Yrd. Doç. Dr. A. Müjdat ÖZKAN

Prof. Dr. Ali BİLGİN

Prof. Dr. Erdoğan TEKİN

Doç. Dr. Yaşar EREN

Yrd. Doç. Dr. Ahmet TURAN

İnceleme alanında çalışmanın konusunu oluşturan Üst Triyas yaşlı Menteşe dolomitleri gri, açık gri, koyu gri, siyah renkli, masif yapılı, kalın tabakalı, çatlaklı ve yer yer breşik yapılıdır. Menteşe dolomitleri egemen olarak dolomitik bileşimde olup, yer yer kireçtaşlarıyla da ardalanma sunar. Menteşe dolomitleri makroskobik olarak 4 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar, breşik dolomit, kalın tabakalı sert masif dolomit, kırılğan yapılı masif dolomit ve kireçtaşı fasiyesleridir.

Dolomitler, ince kesitlerde mikro kristalinden iri kristaline değişen boyutlarda, özşekilli, yarıözşekilli ve özşekilsiz dolomit kristalleri şeklindedir. Menteşe dolomitleri petrografik olarak 8 mikrofasiyese ayrılmıştır. Bunlar, mikro boyutlu anhedral dolomit, orta-iri boyutlu anhedral dolomit, orta-iri boyutlu subhedral dolomit, iri-çok iri boyutlu öhedral dolomit, çamurtaşı, vaketaşı, istiftaşı ve kristalin kireçtaşı fasiyesleridir.

Resiyen yaşı Mentese dolomitlerinin CaCO_3 oranı %50-58 mol arasında, MgCO_3 oranı %42-50 mol arasında değişmekte olup, çoğunlukla stoikometrik dolomit bileşimindedir. Dolomitlerin Ba içeriği genel olarak <60 ppm (ort. 11 ppm) olduğundan buradaki karbonatların denizel kökenli olduğunu göstermektedir. REE değerleri NASC değerlerine göre tüketilmeyi göstermektedir.

Dolomitlerin δO^{18} değerleri genel olarak ‰+2.08 ile ‰-5.59 (PDB) arasında, δC^{13} değerleri ‰+0.56 ile ‰+3.33 (PDB) arasında değişmektedir. Kireçtaşlarının, δO^{18} değerleri ‰-2.25 ile ‰-3.37 (PDB) arasında, δC^{13} değerleri ‰+1.84 ile ‰+3.29 (PDB) arasındadır. Dolomitlerin $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop değerleri 0.707428-0.708362 arasında değişmektedir.

Mentese dolomitleri periferik ortamda oluşan kireçtaşlarının erken (karışım zonu) ve sık gömülme ortamında dolomitleşmesiyle gelişmiştir.

Anahtar kelimeler: Mentese, dolomit, izotop, erken diyajenetik, karışım suyu

ABSTRACT

Ph'D Thesis

SEDIMENTOLOGIC AND GEOCHEMISTRICAL INVESTIGATION OF UPPER TRIASSIC MENTEŞE DOLOMITES IN KASIMLAR (EĞİRDİR SOUTHEAST, ISPARTA) AROUND

Salih DİNÇ

Selçuk University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geological Engineering

Supervisor : Yrd. Doç. Dr. A. Müjdat ÖZKAN

2010, 191 Page

Jüri: Yrd. Doç. Dr. A. Müjdat ÖZKAN

Prof. Dr. Ali BİLGİN

Prof. Dr. Erdoğan TEKİN

Doç. Dr. Yaşar EREN

Yrd. Doç. Dr. Ahmet TURAN

The Upper Triassic Menteş dolomites formed the subject of study in the study area are gray, light gray, dark gray and black colorful, massive, thick bedded, fractured and locally brecciated structures. The Menteş dolomites have dominantly dolomitic composition and also provide alternating limestones. The Menteş dolomites as macroscopic divided into 4 lithofacies which are brecciated dolomite, thick bedded hard massive dolomite, fragile built massive dolomite and limestone facies.

In thin sections, dolomites are from micro crystals to large crystals of varying size, euhedral, subhedral and anhedral dolomite crystals forms. Menteş dolomites as

petrographical divided into 8 microfacies. These are microcrystalline anhedral dolomite, medium-coarse crystalline anhedral dolomite, medium- coarse crystalline subhedral dolomite, coarse - very coarse crystalline euhedral dolomite, mudstone, wackestone, packestone and crystalline limestone facies.

CaCO_3 and MgCO_3 mole ratios of the Resien aged Menteşe dolomites are between 50-58% and 42-50% respectively and the dolomites are mostly stoichiometric dolomite composition. Ba content of dolomites is <60 ppm (average 11 ppm). This is shown that carbonates in here were derived from marine origin. REE values are shown to be consumed according to the NASC value.

$\delta^{18}\text{O}$ values of the dolomites vary from +2.08‰ to -5.59‰ (PDB), $\delta^{13}\text{C}$ values vary from +0.56‰ to +3.33‰ (PDB) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios vary from 0.707428 to 0.708362. $\delta^{18}\text{O}$ values of the limestones vary from -2.25‰ to -3.37‰ (PDB), $\delta^{13}\text{C}$ values vary from +1.84‰ to +3.29‰ (PDB).

Menteşe dolomites are developed by dolomitization in the early and shallow burial environment of limestones formed in the peripheral environment.

Key Words: Menteşe, dolomite, isotope, early diagenetic, mixed water

ÖNSÖZ

“Kasımlar Çevresindeki (Eğirdir Güneydoğusu, Isparta) Üst Triyas Yaşlı Menteşe Dolomitlerinin Sedimentolojik ve Jeokimyasal İncelemesi” konulu bu çalışma Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitü’sünde, 2005-2009 yılları arasında yürütülen Doktora öğrenimi kapsamında hazırlanmıştır.

Bu araştırmanın yapılmasında maddi ve manevi katkılarını esirgemeyen Selçuk Üniversitesi Rektörlüğü’ne, araştırmaya parasal destek sağlayan Selçuk Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü Başkanlığı’na ve Selçuk 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. A. Müjdat ÖZKAN’a teşekkür ederim. Tez yazımı aşamasında bilgilerinden yararlandığım sayın Prof. Dr. Erdoğan TEKİN ve Doç. Dr. Yaşar EREN’e teşekkür ederim.

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

Salih DİNÇ

Konya

2010

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖZET.....	ii
ABSTRACT.....	iv
ÖNSÖZ.....	vi
İÇİNDEKİLER.....	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	x
TABLOLAR DİZİNİ.....	xv
SİMGELER.....	xvii
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 -
1.5.1. Otokton birimler.....	- 10 -
1.5.2. Allohton Birimler.....	- 14 -
2. STRATİGRAFİ.....	- 16 -
2.1. Otokton Birimler.....	- 16 -
2.1.1. Kocaosman metamorfikleri (Pzk).....	- 16 -
2.1.1.1. Rekristalize kireçtaşı (Pzkk).....	- 18 -
2.1.1.2. Başakdere mermeri (Pzkb).....	- 20 -
2.1.2. Hacıilyas formasyonu (TRh).....	- 21 -
2.1.2.1. Bahçeevleri üyesi (TRhb).....	- 23 -
2.1.3. Köseköy formasyonu (TRkö).....	- 23 -
2.1.4. Kasımlar formasyonu (TRk).....	- 25 -
2.1.4.1. Siyahımsı kireçtaşı üyesi (TRkk).....	- 27 -
2.1.4.2. Yanıkköy üyesi (TRky).....	- 28 -
2.1.5. Menteşe dolomiti (TRm).....	- 28 -
2.1.6. Alakilise kireçtaşı (JKa).....	- 31 -
2.1.7. Eşekini kireçtaşı (Ke).....	- 33 -

2.2. Allohton Birimler	- 35 -
2.2.1. Antalya napları	- 35 -
2.2.1.1. Öbektaş formasyonu (J-Kö).....	- 35 -
2.2.1.2. Ispartaçay formasyonu (TR1)	- 37 -
2.2.1.3. Kızıldağ peridotiti (Kk)	- 39 -
2.2.1.4. Akkaya kireçtaşı (J-Kak)	- 41 -
2.3. Neo-Otokton Birimler	- 42 -
2.3.1. Aksu formasyonu (Ta).....	- 42 -
2.3.2. Alüvyon (Qal)	- 44 -
2.4. Isparta Açısının Tektonik ve Paleocografik Gelişimi	- 44 -
2.5. Toros Karbonat Platformu'nun Tanımı ve Genel Özellikleri	- 45 -
3. YAPISAL JEOLJİ.....	- 49 -
3.1. Tabakalanma.....	- 51 -
3.2. Kıvrımlar	- 51 -
3.3. Uyumsuzluklar	- 52 -
3.4. Faylar.....	- 53 -
3.4.1. Bindirmeler	- 53 -
3.4.1.1. Güldallı Bindirmesi	- 53 -
3.4.1.2. Eldere Bindirmesi.....	- 54 -
3.4.1.3. Seyrekayla ters fayı	- 54 -
3.4.2. Normal Faylar	- 54 -
3.4.3. Doğrultu Atımlı Faylar	- 55 -
4. SEDİMANTOLOJİ.....	- 56 -
4.1. Breşik Dolomit Fasiyesi (Bf).....	- 56 -
4.2. Kalın Tabakalı Sert Masif Dolomit Fasiyesi (Smf)	- 56 -
4.3. Kırılgan Yapılı Masif Dolomit Fasiyesi (Kmf)	- 56 -
4.4. Kireçtaşı Fasiyesi (Kf)	- 58 -
5. MENTEŞE DOLOMİTLERİNİN PETROGRAFİSİ	- 72 -
5.1. Menteşe Dolomitlerindeki Mikrofasiesler.....	- 72 -
5.1.1. Dolomit fasiyesi 1 (df1) [mikro boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit]:.....	- 72 -
5.1.2. Dolomit fasiyesi 2 (df2) [orta-iri boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit]:	- 75 -
5.1.3. Dolomit fasiyesi 3 (df3) [orta-iri boyutlu subhedral (yarıözşekilli) dolomit]:.....	- 75 -
5.1.4. Dolomit fasiyesi 4 (df4) [iri-çok iri boyutlu öhedral (özşekilli) dolomit]:	- 77 -

5.1.5. Kireçtaşı fasiyesi 1 (kf1) [çamurtaşı]:	- 77 -
5.1.6. Kireçtaşı fasiyesi 2 (kf2) [vaketaşı]:	- 79 -
5.1.7. Kireçtaşı fasiyesi 3 (kf3) [istiftaşı]:	- 79 -
5.1.8. Kireçtaşı fasiyesi 4 (kf4) [kristalin kireçtaşı]:	- 79 -
5.2. ÖSK 1'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	- 82 -
5.3. ÖSK 2'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	- 85 -
5.4. ÖSK 3'ten Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	- 91 -
5.5. ÖSK 4'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	- 93 -
5.6. ÖSK 5'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	- 96 -
5.7. ÖSK 6'dan Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	- 102 -
5.8. ÖSK 7'den alınan numunelerin petrografik özellikleri:	- 107 -
5.9. ÖSK 8'den alınan numunelerin petrografik özellikleri:	- 112 -
5.10. ÖSK 9'dan alınan numunelerin petrografik özellikleri:	- 115 -
5.11. ÖSK 10'dan alınan numunelerin petrografik özellikleri:	- 119 -
5.12. ÖSK 11'den alınan numunelerin petrografik özellikleri:	- 122 -
5.13. ÖSK 12'den alınan numunelerin petrografik özellikleri:	- 125 -
6. MİNERALOJİK XRD ÇALIŞMALARI	- 129 -
7. MENTEŞE DOLOMITLERİNİN JEOKİMYASI	- 144 -
7.1. Majör Element Jeokimyası (Ana Oksit)	- 149 -
7.2. İz-Eser Element Jeokimyası	- 154 -
7.3. Duraylı İzotop Jeokimyası	- 158 -
7.3.1. δO^{18} ve δC^{13} İzotopları	- 158 -
7.3.2. Sr^{87}/Sr^{86} İzotopu	- 163 -
8. TARTIŞMA	- 168 -
9. EKONOMİK JEOLJİ	- 178 -
10. SONUÇLAR	- 180 -
11. KAYNAKLAR	- 182 -

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası	-2-
Şekil 1.2. İnceleme alanı ve çevresinin jeolojik konumu	-11-
Şekil 2.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti	-17-
Şekil 2.2. Kocaosman metamorfileri içerisindeki fillitlerden bir görünüm (Mersinlitaş Tepe kuzeyi).....	-19-
Şekil 2.3. Kocaosman metamorfileri-Hacıılyas formasyonu sınır ilişkisi (Mersinlitaş Tepe).....	-19-
Şekil 2.4. Hacıılyas formasyonu içerisindeki kireçtaşlarından bir görünüm (Mersinlitaş Tepe batısı).....	-22-
Şekil 2.5. Hacıılyas formasyonu-Köseköy formasyonu arasındaki sınır ilişkisi (Mersinlitaş Tepe güneybatısı)	-24-
Şekil 2.6. Kasımlar formasyonu içerisindeki sleytimsi özellikteki şeylerden bir görünüm (Mizanlar Mah. batısı)	-26-
Şekil 2.7. Menteşe dolomiti - Alakilise Kireçtaşı sınır ilişkisi (Sarpça Tepe, güneybatıya bakış)	-30-
Şekil 2.8. Menteşe dolomiti-Alakilise kireçtaşı sınırı ilişkisi (Olukbaşı Mah., güneydoğuya bakış)	-30-
Şekil 2.9. Alakilise kireçtaşlarından bir görünüm (Üçin Burnu batısı).....	-32-
Şekil 2.10. Eşekini kireçtaşları içerisindeki çört ara tabakalarından bir görünüm (Müminler Mah. batısı)	-34-
Şekil 2.11. Öbektaş formasyonundan bir görünüm (Öbektaş Mah.)	-36-
Şekil 2.12. Ispartaçay formasyonu-Eşekini kireçtaşı arasındaki bindirme sınırından bir görünüm (Karskütük Tepe güneydoğusu)	-39-
Şekil 2.13. Kızıldağ peridotinden bir görünüm (Çamlıdüz Tepe güneydoğusu)	-40-
Şekil 2.14. Aksu formasyonu içerisindeki konglomeralardan bir görünüm (Piyadegeçer mevki güneydoğusu)	-43-
Şekil 2.15. Aksu formasyonu-Alakilise kireçtaşı sınırından bir görünüm (Karakaya Yaylası, güneye bakış)	-43-
Şekil 3.1. İnceleme alanının yapısal jeoloji haritası	-50-
Şekil 4.1. Breşik dolomitlerden bir görünüm (Karatepe güneyi)	-57-
Şekil 4.2. Masif dolomitlerden bir görünüm (Karadiş Tepe kuzey doğusu)	-57-
Şekil 4.3. Masif dolomit ve kırılğan yapıli dolomit aralanmasından bir görünüm (Menteşe Mah. kuzeyi)	-58-
Şekil 4.4. Menteşe dolomitleri içerisindeki koyu gri renkli kireçtaşlarından bir görünüm (Çıkıklı güneydoğusu)....	-59-

Şekil 4.5. Ösk 1 Litofasiyes dikme kesiti	-60-
Şekil 4.6. Ösk 2 Litofasiyes dikme kesiti	-61-
Şekil 4.7. Ösk 3 Litofasiyes dikme kesiti	-62-
Şekil 4.8. Ösk 4 Litofasiyes dikme kesiti	-63-
Şekil 4.9. Ösk 5 Litofasiyes dikme kesiti	-64-
Şekil 4.10. Ösk 6 Litofasiyes dikme kesiti	-65-
Şekil 4.11. Ösk 7 Litofasiyes dikme kesiti	-66-
Şekil 4.12. Ösk 8 Litofasiyes dikme kesiti	-67-
Şekil 4.13. Ösk 9 Litofasiyes dikme kesiti	-68-
Şekil 4.14. Ösk 10 Litofasiyes dikme kesiti	-69-
Şekil 4.15. Ösk 11 Litofasiyes dikme kesiti	-70-
Şekil 4.16. Ösk 12 Litofasiyes dikme kesiti	-71-
Şekil 5.1. Menteşe dolomitlerine ait numune haritası	-73-
Şekil 5.2. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklarda kalsit.....	-74-
Şekil 5.3. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri ve fosil kalıntıları.....	-74-
Şekil 5.4. Orta kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri	-76-
Şekil 5.5. Orta-iri kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri	-76-
Şekil 5.6. Orta-iri kristalli, özşekilsiz-yarıözşekilli dolomit kristalleri ve hidrokarbon kalıntıları	-77-
Şekil 5.7. Orta-iri kristalli, özşekilli zonlu dolomit kristalleri, bazıları dumanlı merkezli berrak kenarlı	-78-
Şekil 5.8. İri kristalli, özşekilli, zonlu dolomit kristalleri ve boşluklarda kalsit.....	-78-
Şekil 5.9. Mikritik kalsit ve çatlak içerisinde sparitik kalsit	-79-
Şekil 5.10. Sparitle tutturulmuş tanımlanamayan fosil tanesi ve pellet	-80-
Şekil 5.11. Mikritik bağlayıcıyla tutturulmuş tanımlanamayan fosil ve intraklast taneleri	-80-
Şekil 5.12. Mikritik bağlayıcıyla tutturulmuş tanımlanamayan fosil ve intraklast taneleri	-81-
Şekil 5.13. İri boyutlu, yarıözşekilli-özşekilsiz kalsit kristalleri	-81-
Şekil 5.14. Ösk 1 Mikrofasiyes dikme kesiti	-83-
Şekil 5.15. Sparitik bağlayıcıyla tutturulmuş tanımlanamayan fosil kavkı ve taneleri	-84-
Şekil 5.16. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklarda kalsit çimentosu.....	-84-
Şekil 5.17. Ösk 2 Mikrofasiyes dikme kesiti	-86-
Şekil 5.18. Mikritik kalsit	-88-
Şekil 5.19. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri ve çatlak içerisinde dolomit gelişimi	-88-

Şekil 5.20. İnce kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X- a-b Ray tayfı	-89-
Şekil 5.21. İnce kristalli, yarı özşekilli – özşekilli dolomit kristalleri (SEM) ve enerji a-b dağılımlı X-Ray tayfı	-90-
Şekil 5.22. Ösk 3 Mikrofasiyes dikme kesiti	-92-
Şekil 5.23. Orta kristalli, özşekilli, zonlu, dumanlı kenarlı berrak merkezli dolomit	-93-
Şekil 5.24. Ösk 4 Mikrofasiyes dikme kesiti	-94-
Şekil 5.25 Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri	-95-
Şekil 5.26. Ösk 5 Mikrofasiyes dikme kesiti	-97-
Şekil 5.27. Mikritik bağlayıcıyla tutturulmuş tanımlanamayan fosil ve intraklast taneleri	-99-
Şekil 5.28. İri kristalli, yarıözşekilli ve mikro kristalli özşekilsiz dolomit	-100-
Şekil 5.29. İnce – orta kristalli, yarı özşekilli – özşekilli dolomit kristalleri (SEM) ve a-b enerji dağılımlı X-Ray tayfı	-100-
Şekil 5.30. İnce orta kristalli, yarı özşekilli-özşekilsiz dolomit kristalleri (SEM) ve a-b. enerji dağılımlı X-Ray tayfı	-101-
Şekil 5.31. Ösk 6 Mikrofasiyes dikme kesiti	-103-
Şekil 5.32. Mikritik bağlayıcıyla tutturulmuş tanımlanamayan fosil kavkı ve taneleri	-105-
Şekil 5.33. İri kristalli, özşekilli-yarıözşekilli dolomit kristalleri, kristaller arasında kalsit	-105-
Şekil 5.34. İnce kristalli, yarı özşekilli – özşekilsiz dolomit kristalleri (SEM) ve a-b. enerji dağılımlı X-Ray tayfı	-106-
Şekil 5.35. Ösk 7 Mikrofasiyes dikme kesiti	-108-
Şekil 5.36. Mikro-orta kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri	-109-
Şekil 5.37. İnce kristalli, özşekilsiz kalsit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray a-b. tayfı	-110-
Şekil 5.38. İnce – orta kristalli, yarı özşekilli – özşekilli dolomit kristalleri (SEM) ve a-b. enerji dağılımlı X-Ray tayfı	-111-
Şekil 5.39. Ösk 8 Mikrofasiyes dikme kesiti	-113-
Şekil 5.40. Mikritik ve sparitik dolomit, aralarda hidrokarbon kalıntıları	-114-
Şekil 5.41. Ösk 9 Mikrofasiyes dikme kesiti	-116-
Şekil 5.42. İri kristalli, yarıözşekilli-özşekilsiz dolomit kristalleri, dilinim görülmekte	-117-
Şekil 5.43. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri, çatlak dolgusu dolomit ve çatlak dolgusu kalsit	-118-
Şekil 5.44. İnce kristalli, yarı özşekilli - özşekilsiz dolomit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı	-118-
Şekil 5.45. Ösk 10 Mikrofasiyes dikme kesiti	-120-
Şekil 5.46. Mikritik dolomit ve çatlak dolgusu dolomit	-122-
Şekil 5.47. Ösk 11 Mikrofasiyes dikme kesiti	-123-

Şekil 5.48. Mikro-orta kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri	-124-
Şekil 5.49. Ösk 12 Mikrofasiyes dikme kesiti	-126-
Şekil 5.50. İri kristalli, yarıözşekilli dolomit kristalleri	-127-
Şekil 5.51. İnce kristalli, yarı özşekilli – özşekilsiz dolomit kristalleri (SEM) ve a.b. enerji dağılımlı X-Ray tayfi	-128-
Şekil 6.1. ÖSK-1'den alınan I-1 no'lu numunenin XRD grafiği	-130-
Şekil 6.2. ÖSK-2'den alınan C-17 no'lu numunenin XRD grafiği	-130-
Şekil 6.3. ÖSK-2'den alınan C-50 no'lu numunenin XRD grafiği.....	-131-
Şekil 6.4. ÖSK-2'den alınan C-139 no'lu numunenin XRD grafiği	-131-
Şekil 6.5. ÖSK-3'ten alınan L-1 no'lu numunenin XRD grafiği	-133-
Şekil 6.6. ÖSK-3'ten alınan L-11 no'lu numunenin XRD grafiği	-133-
Şekil 6.7. ÖSK-4'den alınan M-12 no'lu numunenin XRD grafiği	-134-
Şekil 6.8. ÖSK-5'ten alınan B-74 no'lu numunenin XRD grafiği	-135-
Şekil 6.9. ÖSK-5'ten alınan B-334 no'lu numunenin XRD grafiği	-135-
Şekil 6.10. ÖSK-6'dan alınan A-148 no'lu numunenin XRD grafiği	-137-
Şekil 6.11. ÖSK-7'den alınan G-4 no'lu numunenin XRD grafiği	-137-
Şekil 6.12. ÖSK-7'den alınan G-103 no'lu numunenin XRD grafiği	-138-
Şekil 6.13. ÖSK-8'den alınan H-32 no'lu numunenin XRD grafiği	-139-
Şekil 6.14. ÖSK-8'den alınan H-39 no'lu numunenin XRD grafiği	-139-
Şekil 6.15. ÖSK-9'dan alınan F-274 no'lu numunenin XRD grafiği	-140-
Şekil 6.16. ÖSK-10'dan alınan K-7 no'lu numunenin XRD grafiği	-141-
Şekil 6.17. ÖSK-11'den alınan D-107 no'lu numunenin XRD grafiği	-142-
Şekil 6.18. ÖSK-12'den alınan E-75 no'lu numunenin XRD grafiğ	-143-
Şekil 7.1. Mol % $MgCO_3$ – mol % $CaCO_3$ grafiği	-150-
Şekil 7.2. % K_2O – Rb grafiği	-150-
Şekil 7.3. % SiO_2 - Toplam REE grafiği.	-151-
Şekil 7.4. % Al_2O_3 - Toplam REE grafiği.	-151-
Şekil 7.5. % K_2O - Toplam REE grafiği.	-151-
Şekil 7.6. % Fe_2O_3 - Toplam REE grafiği.	-152-
Şekil 7.7. % Na_2O - Toplam REE grafiği.	-152-
Şekil 7.8. % MgO - Toplam REE grafiği.	-152-
Şekil 7.9. % CaO - Toplam REE grafiği.	-153-
Şekil 7.10. Menteşe dolomitlerindeki majör elementlerin Cluster analiz diyagramı ...	-153-
Şekil 7.11. Mol % $MgCO_3$ – Sr (ppm) grafiği	-155-
Şekil 7.12. Dolomitlerdeki Si ve Al (ppm) - Toplam REE grafiği	-155-
Şekil 7.13. Menteşe dolomitlerinin NASC normalleştirilmiş REE diyagramı	-156-

Şekil 7.14. Menteşe dolomitlerindeki iz elementlerin Cluster analiz diyagramı	-157-
Şekil 7.15. Menteşe dolomitlerindeki nadir toprak elementlerin Cluster analiz diyagramı	-158-
Şekil 7.16. C ve O izotop örneklerinin yerleri	-159-
Şekil 7.17. Menteşe dolomitlerindeki dolomitlerin, δO^{18} ve δC^{13} (PDB) izotop değerlerinin fasiyeslere göre karşılaştırılması	-162-
Şekil 7.18. Menteşe dolomitlerinin başka yerdeki dolomitlerin δO^{18} ve δC^{13} (PDB) izotop değerleriyle karşılaştırılması	-162-
Şekil 7.19. Menteşe dolomitlerindeki dolomitlerin, $\%MgCO_3$ ile δC^{13} (PDB) izotop değerlerinin fasiyeslere göre karşılaştırılması	-163-
Şekil 7.20. Menteşe dolomitlerindeki dolomitlerin, $\%MgCO_3$ ile O^{18} (PDB) izotop değerlerinin fasiyeslere göre karşılaştırılması	-163-
Şekil 7.21. Menteşe dolomitleri içerisindeki dolomitlerin, Sr^{87}/Sr^{86} izotop değerlerini gösteren grafik.....	-165-
Şekil 7.22. Menteşe dolomitleri içerisindeki dolomitlerin, O^{18} (PDB) izotop değerleri ile Sr^{87}/Sr^{86} izotop değerleri arasındaki ilişkiyi gösteren grafik.	-165-
Şekil 7.23. Şekil 7.23. 800 M.Y. öncesinden günümüze kadar, denizsuyundaki Sr^{87}/Sr^{86} izotop değişimlerini gösteren diyagram (McArthur ve diğ. 2001)	-166-
Şekil 7.24. Şekil 7.24. McArthur ve diğ.(2001)'nin Sr^{87}/Sr^{86} izotopları değerleri ile Menteşe dolomitlerinin İzotop değerlerini karşılaştırmalı gösteren diyagram.....	-167-
Şekil 8.1. Menteşe dolomitlerinin oluşumunu gösteren şematik diyagram	-177-

TABLÖLAR DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 2.1. Başakdere mermer üyesinden alınan örneğin mikroskopik özellikleri	-20-
Tablo 2.2. Hacıılyas formasyonundan alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-22-
Tablo 2.3. Alakilise Kireçtaşlarından alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-32-
Tablo 2.4. Eşekini formasyonundan alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-34-
Tablo 5.1.a ÖSK-1'den alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-82-
Tablo 5.1.b ÖSK-1'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-82-
Tablo 5.2.a ÖSK-2'den alınan örneklerin mikroskopik özellikleri ÖSK-2'den alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-87-
Tablo 5.2.b ÖSK-2'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-87-
Tablo 5.2.c C17 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi	-89-
Tablo 5.2.d C96 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi	-90-
Tablo 5.3.a ÖSK-3'ten alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-91-
Tablo 5.3.b ÖSK-3'ten alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-91-
Tablo 5.4.a ÖSK-4'den alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-93-
Tablo 5.4.b ÖSK-4'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-95-
Tablo 5.5.a ÖSK-5'den alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-98-
Tablo 5.5.b ÖSK-5'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-99-
Tablo 5.5.c B1 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi	-101-
Tablo 5.5.d B74 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi	-102-
Tablo 5.6.a ÖSK-6'dan alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-104-
Tablo 5.6.b ÖSK-6'dan alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-104-
Tablo 5.6.c A.198 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi	-106-
Tablo 5.7.a ÖSK-7'den alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-107-
Tablo 5.7.b ÖSK-7'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-109-
Tablo 5.7.c G140 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi	-110-
Tablo 5.7.d G156 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi	-111-
Tablo 5.8.a ÖSK-8'den alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-112-
Tablo 5.8.b ÖSK-8'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-114-
Tablo 5.9.a ÖSK-9'dan alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-115-
Tablo 5.9.b ÖSK-9'dan alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-117-
Tablo 5.9.c F104 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi	-119-
Tablo 5.10.a ÖSK-10'dan alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-121-
Tablo 5.10.b ÖSK-10'dan alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-121-

Tablo 5.11.a ÖSK-11'den alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-124-
Tablo 5.11.b ÖSK-11'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-124-
Tablo 5.12.a ÖSK-12'den alınan örneklerin mikroskopik özellikleri	-125-
Tablo 5.12.b ÖSK-12'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri	-127-
Tablo 5.12.c E102 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi	-128-
Tablo 6.1. ÖSK-1'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-129-
Tablo 6.2. ÖSK-2'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-129-
Tablo 6.3. ÖSK-3'ten alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-132-
Tablo 6.4. ÖSK-4'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-132-
Tablo 6.5. ÖSK-5'ten alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-134-
Tablo 6.6. ÖSK-6'dan alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-136-
Tablo 6.7. ÖSK-7'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-136-
Tablo 6.8. ÖSK-8'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-138-
Tablo 6.9. ÖSK-9'dan alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-140-
Tablo 6.10. ÖSK-10'dan alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-141-
Tablo 6.11. ÖSK-11'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-142-
Tablo 6.12. ÖSK-12'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları	-143-
Tablo 7.1. Menteşe dolomitlerinin % $MgCO_3$ - $CaCO_3$ mol içerikleri	-145-
Tablo 7.2. Menteşe dolomitlerinin ana oksit içerikleri	-146-
Tablo 7.3. Menteşe dolomitlerinin iz element içerikleri	-147-
Tablo 7.4. Menteşe dolomitlerinin nadir toprak element içerikleri	-148-
Tablo 7.5. Dolomitlerin Sınıflandırılması	-149-
Tablo 7.6. Menteşe dolomitlerindeki majör elementlerin Korelasyon Matriksi	-153-
Tablo 7.7. Menteşe dolomitlerindeki iz elementlerin Korelasyon Matriksi	-156-
Tablo 7.8. Menteşe dolomitlerindeki nadir toprak elementlerin Korelasyon Matrixi..	-157-
Tablo 7.9. Menteşe dolomitlerindeki dolomit ve kireçtaşlarının δO^{18} ve δC^{13} (PDB) değerleri	-160-
Tablo 7.10. Menteşe dolomitlerindeki dolomitlerin Sr^{87}/Sr^{86} izotop değerleri	-164-
Tablo 7.11. Tablo 7.11. LOWESS için benimsenmiş ana sayısal yaşlar (Jeolojik zaman aralıkları M.Y.; McArthur ve diğ., 2001)	-166-
Tablo 9.1. Türkiye dolomit yatakları ve rezervleri.....	-179-

SİMGELER

Å: Angstrom
Θ: Teta

Kısaltmalar

diğ.: diğerleri
ICP-MS: Inductively Coupled Plasma Spectrometer
m.: Metre
Mah.: Mahalle
MTA: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü
M.Y.: Milyon Yıl
N: Numune no
ÖSK: Ölçülü Stratigrafik Kesit
REE: Nadir Toprak Elementi
SEM: Taramalı Elektron Mikroskobu
T.N.: Tek Nikol
XRD: X-Ray Difraktometre

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmayla Karacahisar-Menteşe-Kasımlar (Isparta) Çevresindeki Mentese Dolomitlerinin Sedimentolojik ve Petrografik Özelliklerinin araştırılması ve kimyasal ve izotopik analizlerle bölgedeki dolomit oluşumlarının modellenmesi amaçlanmaktadır.

1.2. Çalışmanın Alanının Tanımı

İnceleme alanı Isparta iline yaklaşık 95 km uzaklıkta, Isparta M26 d1, d2 ,d3, d4 paftaları içerisinde yer alan, Kasımlar Kasabasını da içine alan (Eğirdir Güneydoğusu-Isparta) yaklaşık 386 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.1) .

İnceleme alanının içerisinde birçok yerleşim alanı bulunmaktadır. Bunlardan bazıları Kasımlar Kasabası, Belence, Mentese Mahallesi (Mah.), Öbekteş Mah., Karacahisar Köyü, Köseköy, Koçular ve Katıpköy'dür. Çalışma alanı çok engebeli bir yapıya sahiptir. Bölgedeki önemli yükseltiler; Sarp Dağı (2361 m.), Koca bulduk Tepe (2337 m.), Kartal Tepe (2206 m.), Karakütük Tepe (2056 m.) ve Orta Tepe (2042 m.)'dir. İnceleme alanında yer alan akarsular Aksu Çayı, Ayvalı Çayı ve Başak Deredir.

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 yapılmıştır. Bölgede yüzeyleyen Mentese dolomitlerinden belirli noktalardan Ölçülü Stratigrafik Kesit (ÖSK) alımı yapılmıştır. 12 noktadan ÖSK alınarak 223 adet numune toplanmıştır. 186 tanesinin petrografik özelliklerinin belirlenmesi için ince kesiti yaptırılmış ve 116 numunenin de X-Ray Difraktometrisi (XRD) çekilmiştir.



Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Ayrıca Alakilise kireçtaşından 21, Eşekini kireçtaşından sistematik 13 adet numune toplanmıştır. Numunelerin XRD çekimleri MTA Genel Müdürlüğü (Ankara) Maden Analizleri ve Teknolojisi Dairesinde yaptırılmıştır. XRD çekimleri için Rigaku Gelgerflex D / Max Q / 2QWC Jeol-JDX model difraktometre kullanılmıştır. Numunelerin Standart Elektron Mikroskobu (SEM-EDX) çekimleri Anadolu Üniversitesi Malzeme Bilimi ve Mühendisliği bölümünde Zeiss Supra 50 V taramalı elektron mikroskobunda yapılmıştır.

İnce kesitlerin petrografik incelemesi yapılarak, karbonatların dolomit ve kalsiti içeriği tespit edilmiştir. Bu inceleme sonucunda seçilen 40 numunenin Kantitatif Jeokimyasal Analizi Kanada'daki ACME analitik laboratuvarında ICP-MS'te (Inductively Coupled Plasma Spectrometer) yaptırılmıştır. 29 adet numune δO^{18} ve δC^{13} izotop değerlerinin tespiti için Colorado Üniversitesi duraylı izotop laboratuvarına, 5 numunede Sr izotop değerinin tespiti için Kanada'daki British Columbia Üniversitesi-Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research (PCIGR) laboratuvarına gönderilmiştir. δO^{18} ve δC^{13} izotopları ± 0.03 ve ± 0.01 hata payıyla tespiti yapılmıştır.

1.4. Önceki Çalışmalar

Parejas (1942) ve Altınlı (1944), Güneybatı Toroslarda çalışma alanını da içine alan geniş bir bölgenin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını yapmışlardır. Yazarlar, bölgede Paleozoyik ile Tersiyer arasında yeralan kaya birimlerini sınıflayarak birbirleriyle olan stratigrafi ilişkilerini ortaya koymuşlardır.

Blumenthal (1947), Seydişehir-Beyşehir yörelerinde yaptığı araştırmalarda, bölgede Devoniyen'den günümüze kadar oluşan kaya birimlerinin yüzeyletiğini belirtir. Altta yer alan Seydişehir şistleri olarak adlandırdığı şistleri Devoniyen yaşlı olarak öngörmüş ve bunlar üzerine Üst Paleozoyik'in gri-mavi kireçtaşları ve kalkışist arakatkılı masif kireçtaşlarının geldiğini belirtmiştir. Dolomit ve siyah-mavi kireçtaşlarının ise Triyas yaşında olduğunu belirtmiştir. Komprehensif serinin Jura transgresyonuyla başladığını ve Lütisiyen'e kadar uzanan kesintisiz bir kireçtaşı istifini sunduğunu ve Lütisiyen üzerine açısız diskordansla kumtaşı, kıltaşı, marnlarla temsil edilen filiş fasiyesinde Üst Eosen'in geldiğini belirtmiştir.

Brunn ve diğ. (1971, 1973), Batı Toroslarda çok geniş çalışmalar yapan araştırmacılar, Beydağları ve Geyikdağı birliklerini otokton kabul etmişler ve bunların üzerinde Üst Kretase-Eosen aralığında yerleştiği varsayılan üç farklı nap sisteminin bulunduğunu ileri sürmüşlerdir.

Dumont ve Kerey (1975), Eğirdir güneyinde değişik havzalarda oluşmuş kayaları kapsayan ayrı birlikler saptamışlar ve bunları sırayla Karacahisar Birliği, Ofiyolitik Birlik ve Dulup birliği olarak adlandırmışlardır. Yazarlar, Karacahisar Birliği içinde biri güneybatıda, diğeri ise kuzeydoğuda olmak üzere başlıca metasedimanter kayalardan ve yumrulu kireçtaşlarından oluşan iki değişik tipte Paleozoyik temel ayırtmışlardır. Yazarlara göre Paleozoyik temelin üzerine Mesozoyik serileri transgresif olarak gelir. Triyastan Üst Kretaseye dek değişen Mesozoyik birimleri alttan üste doğru Bahçeevleri formasyonu, Hacıilyas formasyonu, Kasımlar formasyonu, Menteşe dolomiti, Alakilise kireçteşi ve Eşekini kireçtaşından oluşur.

Demirtaşlı'ya (1976), göre Batı Toros kuşağında Üzümdere ve Cevizli (Akseki) petrol buluntuları olumlu verilerdir. Ancak Batı Toros otoktonunun KB-GD doğrultusunda uzanan bir seri bindirme fayı ile kuzeyden güneye doğru itilmiş durumda olduğunu ve bu bindirme faylarının yer yer petrollü Alt Mesozoyik (Akkuyu formasyonu, Menteşe dolomiti) ve Paleozoyik yaşlı (Permiyen kireçtaşı) kaya birimlerini ortaya çıkardığını belirtir.

Dumont (1976), Isparta açısının kuzeye doğru meydana getirdiği V'de eski paleocoğrafik hiçbir ize rastlanmadığını ve Üst Kretase üzerinde yer almış olan napların tek bir allokon sistem meydana getirdiğini savunur.

Dumont ve Monod (1976), Eğirdir ve Beyşehir gölleri arasında bulunan Dipoyraz dağının Batı Torosların en yüksek masifini oluşturduğunu belirtirler. Bu masifin güneyde Beyşehir Toroslarının otokton karbonatlı serisi ile daha kuzeyde bulunan Anamas dağının kireçtaşı masifi arasında köprü vazifesi gördüğünü belirten yazarlar bu iki Mesozoyik istifin stratigrafisinin benzer olmasına karşın, orta kısımda Dipoyraz dağın yapı bakımından olduğu kadar stratigrafik ve sedimantolojik bakımdan da ayrılık gösterdiğini belirtirler. Araştırmacılar, çalışmalarında bu masifin Toros silsilesindeki özgünlüğünü belirtmek ve bunun özellikleriyle ilgili bir yorum getirmeyi amaçlarlar.

Özgül (1976), Toroslarda Kambriyen-Tersiyer aralığında çökelmiş ve birbirinden değişik havza koşullarını yansıtan birliklerin yer aldığını belirtmiştir. Bağlı stratigrafi konumları, kapsadıkları kaya birimleri ve günümüzdeki yapısal konumlarıyla birbirleriyle ayrılan bu birlikler yazar tarafından Bolkar Dağı Birliği, Aladağ Birliği, Geyik Dağı Birliği, Alanya Birliği, Bozkır Birliği ve Antalya Birliği olarak adlandırılmıştır. Yazara göre, birlikler birbirleriyle anormal dokanaklı olarak Toros kuşağı boyunca yüzlerce km yanal devamlılık gösterirler ve çoğunlukla birbirleri üzerinde allokton örtüler oluştururlar. Bolkar Dağı, Aladağ, Geyik Dağı ve Alanya Birlikleri ise daha çok derin deniz çökellerini, ofiyolitleri ve bazik denizaltı volkanitlerini kapsar.

Poisson (1977), Beydağlarını oluşturan karbonat kayalarının stratigrafisini ortaya koymaya çalışmıştır ve bunların Liyas'tan Senoniyen'e kadar resifal kireçtaşları olarak devam ettiğini, Senoniyen'in ise Pelajik kireçtaşlarından oluştuğunu belirtmiştir. Üst Paleosen-Alt Eosen yaşında bir olistostromun varlığını, bunların üzerinde Lütésiyen kireçtaşlarının uyumsuz olduğunu, Akitaniyen'de resifal kireçtaşları, Burdigaliyen'de filiş olarak devam ettiğini belirtir. Antalya napları'nın üç ana naptan oluştuğunu ve Çataltepe ünitesinin Antalya Naplarının temel parçasını oluşturduğunu belirtir. Bu nedenle daha çok Çataltepe ünitesinin stratigrafisini ortaya koymaya çalışmıştır.

Akbulut (1980), Eğirdir Gölü güneyinde değişik yapısal konumlu oluşukların yer aldığını belirtmektedir. Yazar bu oluşukları Davras kireçtaşı, Çandır formasyonu, Ofiyolitik birim, Sütçüler formasyonu ve Güneyce formasyonu olarak adlandırmıştır. Diğer taraftan yazar, bu birimler bazı fasiyes benzerlikleri gösterebilir de güncel yapısı konumlarıyla birbirinden ayrıldıklarına değinir.

Ricou (1980), Toros kuşağını oluşturan karbonat ekseninin Toroslar'dan başlayarak Beydağları ve Anamas Dağını içine alarak Silifke dağlık bölgesine dek uzanan bir otokton kaya istifi olduğunu savunur. Yazar bu bağlı otoktonun kuzey kanadında Kretase sonundan Miyosen'e kadar çeşitli aşamalarda yerleşmiş radyolarit ve ofiyolitler kapsayan napların yeraldığını belirtir. Yazar ayrıca, kuzey kanat üzerinde Likya Napları, Beyşehir-Hoyran Napları, Hadim Napı ve Bozkır Birliği'nin yer aldığını ve tüm bu napların kuzey kökenli olduğuna değinir. Diğer taraftan bağlı

otokton karbonat ekseninin güney bölümünde Antalya'nın ofiyolitli ve radyolaritli napları ve allokton Alanya metamorfik masifi yer alır.

Koçyiğit (1981), Toros karbonat platformunun özellikle Mesozoyik-Alt Tersiyer sırasında oluşmuş örnek istiflerinden birinin, Isparta bükümü kuzey iç kenarında (Hoyran Havzası) yüzeyletiğini belirtir. Yazara göre bölgedeki karbonat istifi GB'dan KD'ya doğru aşamalı bir deniz ilerlemesiyle gelişmiş tipik neritik karbonatlardan oluşur. Yazar, Üst Triyas-Üst Lütasiyen aralığında süreklilik sunan istifin, Maastrichtiyen'e değin yalnızca litoral neritik özellikli karbonatlarla temsil edilirken, Maastrichtiyen-Üst Lütasiyen sırasında aynı zamanda yerel pelajik fasiyesinde gelişmeye başladığını, tortullaşmanın en sonundan fliš fasiyesiyle sonlandığını belirtir.

Waldron (1982), Batı Toroslar'da Isparta Açısı içine yerleşmiş ve başlıca Mesozoyik yaşlı kayalardan oluşan allokton bir topluluk olduğunu belirtir. Yazara göre Antalya Napları Eğirdir'in güneyinde iki farklı guruptan oluşur. Bunlardan Pazarköy grubu; mafik lavlar, radyolaritler, çamurtaşları, türbiditik kumtaşları, türbiditik kireçtaşları ve pelajik kireçtaşlarını içine alan on formasyondan oluşur. Yuvalı grubu yazara göre tamamen sığ deniz karbonatlarından meydana gelir. Antalya naplarının kuzeydoğu uzanımı Mesozoyik yaşlı bir kıta kenarının karmaşık paleocoğrafyasını yansıtan bir yöreyi simgelediğini ve devamlı karbonat banklarının (Yuvalı grubu) derin çökel ortamıyla (Pazarköy grubu) çevrildiğini ve bölgenin Geç Kretase'de kuzeydoğu yönlü bindirme faylarıyla deformasyona uğradığını ve bölgede Tersiyer yaşlı deformasyonun etkilerinde gözlemlendiğini belirtmiştir.

Koçyiğit (1983), Göller Bölgesinin tektonik evriminde birbirini izleyen duraylı, çökme tektoniği ve sıkışma tektoniğine bağlı olay ve jeolojik yapıları başlıca üç tektonizma dönemine ayırmıştır. Yazara göre, bunlar sırasıyla paleotektonik dönem, geçiş dönemi ve yeni tektonik dönem şeklinde sınıflandırılmıştır. Liyas'tan başlayıp Üst Lütasiyen sonuna kadar süren ve platform üzerine İç Toros ofiyolitli karışığı napının tektonik olarak üzerlemesiyle sona eren eski tektonik dönem veya paleotektonik dönem; Üst Lütasiyen sonu ile Orta Oligosen sonu aralığında gerçekleşen ve molas oluşumuyla aralanan geçiş dönemi; Orta Oligosen sonunda başlayıp günümüze değin süren çekme tektoniğiyle denetlenen dönem ise yeni tektonik dönem olarak adlanmıştır.

Bozcu (1985), Eğirdir Gölü güneydoğusundaki çalışmasında inceleme alanında yüzeyleyen kaya birimlerinin litolojik özellikleri birbirine benzer, fakat yapısal konumları oldukça karmaşık olan Mesozoyik-Alt Tersiyer yaşlı otokton ve allokton kaya grupları olduğunu belirtirmiştir. Ayrıca yazar, Kızıldağ serpantinitlelerinin ve Bucak lavının petrografik incelemelerini yapmış, Kızıldağ serpantinitlelerinin serpantinleşmiş harzburjit, dunit ve diyabaz dayklarından oluştuğunu belirtmiştir.

Yalçınkaya ve diğ. (1986), Bölgedeki birimleri otokton ve allokton birimler olarak tanımlamışlardır. Isparta büklümünde kapsayan çalışma alanında yüzeyleyen kaya birimleri arasındaki stratigrafik ve yapısal ilişkileri araştırarak, değişik zamanlarda bölgeye yerleşmiş allokton kütlelerin yayılımlarını haritalamışlardır. Araştırmacılar, Antalya Napları olarak bilinen allokton kaya birimlerinin platformda yer yer çökelen rift çökelleri ve otokton olduğunu, bunların platform çökelleri ile yanal ve düşey yönde geçişli olduğunu savunurlar. Allokton varsaydıkları birimlerin ofiyolitler ile birlikte İzmir-Ankara zonundan kaynaklandığını, Üst Kretase-Paleosen'de Menderes Masifi güneyine, Üst Paleosen-Alt Eosen'de Anatolid-Torid platformu güneyine yerleştiğini vurgularlar.

Öztürk ve diğ. (1987), Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kaya birimlerinde oluşan Sultandağ grubunun düşük dereceli yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini, en güneyde yer alan Mesozoyik-Tersiyer yaşlı kırıntı ve karbonatlardan oluşan Anamasdağ grubunda ise metamorfizma gözlenmediğini belirtirler.

Yalçınkaya (1989), Batı Toroslar'da Isparta Açısını oluşturan Mesozoyik ve Tersiyer Yaşlı kayya birimlerinin stratigrafisi ile ofiyolitik kayalarla olan ilişkilerini ve bunların tektonik evrimini araştırmıştır. Neritik, yarı pelajik ve pelajik fasiyeste çökelmiş kireçtaşlarından oluşan Davras formasyonunun Anatolid-Torid platformunun küçük bir bölümünü yansıttığını belirten yazar, ofiyolitik karmaşıkların Geç Paleosen-Erken Eosen zaman aralığında bölgeye yerleştiğini vurgular.

Yağmurlu ve diğ. (1990), Eğirdir güneyinde yer alan hidrokarbon oluşuklarının bölgedeki önemli yapısal çizgilerle uyumluluk gösteren Kuzey gidişli oldukça dar bir kuşak içinde sıralanmış olarak bulunduğunu belirtir. Yöredeki tüm sıvı ve katı hidrokarbon oluşuklarının allokton konumlu peridotit masifleri içinde yeraldığını belirten yazar, geçirimsiz ve fazla biçim değiştirmemiş özellikteki

serpantinleşmiş ultrabazik masiflerin, bölgedeki petrol oluşukları için allokton örtü birimi niteliğinde olduğunu belirtir.

Pekuz (1991), Eğirdir Gölü güneyinde Dulup ve Anamas Dağı yörelerinde yapmış olduğu çalışmada karbonat kaya fasiyeslerini ayırt ederek ilgili çökeltme ortamlarını saptamıştır. Araştırmacıya göre Dulup istifinde dolomit ve vaketaşı fasiyesi, Anamas istifinde ise istiftaşı ve oolitik tanetaşı fasiyesi olmak üzere iki ayrı karbonat fasiyesleri ayırt edilmiştir. Belirtilen karbonat kaya fasiyes özellikleri ve içermiş oldukları mikrofaunaya göre Dulup istifine ait karbonatların açık platform düzlüğünde, Anamas istifine ait karbonatların da kıyıya yakın çalkantılı bir ortamda, olasılıkla gel-git arası düzlükte çökelmiş olabileceğini belirtir.

Şenel ve diğ. (1992), Eğirdir-Yenişarbademli-Gebiz-Geriş-Köprülü civarında yapmış oldukları çalışmalarında Prekambriyen'den günümüze kadar oluşmuş kaya birimlerinin yüzeyletiğini ve konumlarının allokton, otokton veya görelî otokton olduğunu belirtirler. Allokton konumlu olanları Antalya Napıları ve Alanya napı, otokton veya görelî otokton olanları ise Beydağları-Karacahisar ve Anamas-Akseki otoktonları olarak tanımlarlar. Beydağları-Karacahisar otoktonlarının birbirinden az-çok stratigrafik farklılıklar göstermesine karşılık Beydağları-Karacahisar otoktonu olarak birlikte ele alındığını belirtirler. Yazarlar, allokton konumlu Antalya napılarını yapısal ve stratigrafik özelliklerine göre Çataltepe napı, Alakırçay napı, Tahtalıdağ napı ve Tekirova ofiyolit napı olmak üzere dört ana gruba ayırmışlar, Alanya napında ise çalışmalarının oldukça eksik kalması sebebiyle böyle bir ayırımın yapılmadığını belirtirler.

Dilek ve Rowland (1993), Isparta Açısını bölgesel tektonik çatıya uygun olarak yeniden yorumlamışlar ve buradan çıkarılan sonuçların sadece Toros kuşağının evrimi değil genelde kıtasal riftleşme ve pasif kenar evrimi için oldukça anlamlı olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar, Isparta Açısının doğu ve batı kancını oluşturan platform karbonatlarının içinde kıtasal bir riftleşmenin olduğunu, bu riftleşme ile Antalya napılarını oluşturan pelajik çökeller, yastık lavlar ve serpantinitle kütlelerinin oluştuğunu belirtirler. Okyanus tabanı yayılmasının Isparta Açısının iki kolu arasında geliştiğini ve yine bu alanda kapandığını savunurlar

Yağmurlu ve diğ. (1995), Eğirdir (Isparta) güneyinde yer alan karbonat kaya birimlerinin stratigrafik korelasyonunu yapmış ve karbonatları Çayköy, Dulup ve

Anamas ve grubu şeklinde üçe ayırmıştır. Dulup Dağı karbonat istifinde farklı fasiyeslere ait ve yaşları Orta Jura ile Alt Kretase arasında değişen iki farklı birim ayırt etmişler ve bu birimlerin üste doğru sığ şelf ve açık şelf fasiyeslerinde gelişen transgresif çökelme koşullarını yansıttıklarını belirtmişlerdir. Anamas Dağ istifi içinde büyük bölümünü sığ denizel karbonatların oluşturduğu dokuz farklı birim ayırt etmişlerdir. Bu birimlerin alttan üste doğru birbirlerini kesintisiz izleyen regresif, transgresif ve regresif tortul sekanslarından yapılı olduklarını belirtmişlerdir. Çayköy istifini oluşturan Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarının ince tabakalı, şeyl ara tabakalı ve planktik foraminifer içeren ve havza fasiyesini belirten yersel çörtlü kireçtaşlarından yapılı olduklarını belirtmişlerdir.

Bozcu (1996), Batı Toroslar'da Isparta Açısı içinde yer alan Kasımlar ve Karacahisar bölgesini kapsayan çalışmasında, bu bölgede yüzeyleyen Mesozoyik yaşlı kırıntılı ve karbonatlı tortulların petrol ana kayası ve hazne kaya olabilme özelliklerini araştırmıştır. Yazar, Kırıntılı tortullardan oluşan Kasımlar formasyonunun orta-zayıf derecede bir ana kaya özelliği taşıdığını, Kasımlar formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Menteşe dolomitlerinin kırılğan yapısı ve dokusal özellikleri nedeniyle bölgede önemli hazne kaya niteliği taşıdığını, gözeneklerinin hidrokarbon kalıntıları ile doldurulmuş bulunduğunu, Mesozoyik yaşlı birimlerin en üst bölümünü oluşturan Eşekini kireçtaşlarının mikritik dokulu ve killi kireçtaşı özelliği nedeniyle, Antalya Naplarının allokton birimleriyle birlikte örtü kaya niteliği taşıdığını belirtmiştir.

1.5. Bölgesel Jeoloji

İnceleme alanı, Batı Toroslar'da Isparta Açısı (Büklümü) olarak isimlendirilen bölgesel boyutları olan bir yapının iç kısmında yer almaktadır. Antalya körfezinin kuzeyinde, Toros Dağları kuzeye doğru yönelerek ters V şeklinde bir açığı meydana getirir.. Bu açının doğu kanadında Anamas-Akseki karbonat platformu, batı kanadında ise Beydağları karbonat istifi yer alır (Yağmurlu ve diğ., 1995.) Isparta açısının her iki kanadında yer alan otokton kaya birimleri birbirinden farklı fasiyeslerde çökelmiş olan ve yaşları Triyas ile Üst Kretase zaman aralığı içinde yer alan karbonatlı tortul kaya istifinden yapıldır. Büklümün her iki kanadı göller

bölgesinde Eğirdir-Hoyran gölü kuzeyinde birleşmiş ve Blumenthal'in (1951) "Coubure d' Isparta" olarak isimlendirdiği Isparta Açısını meydana getirmiştir.

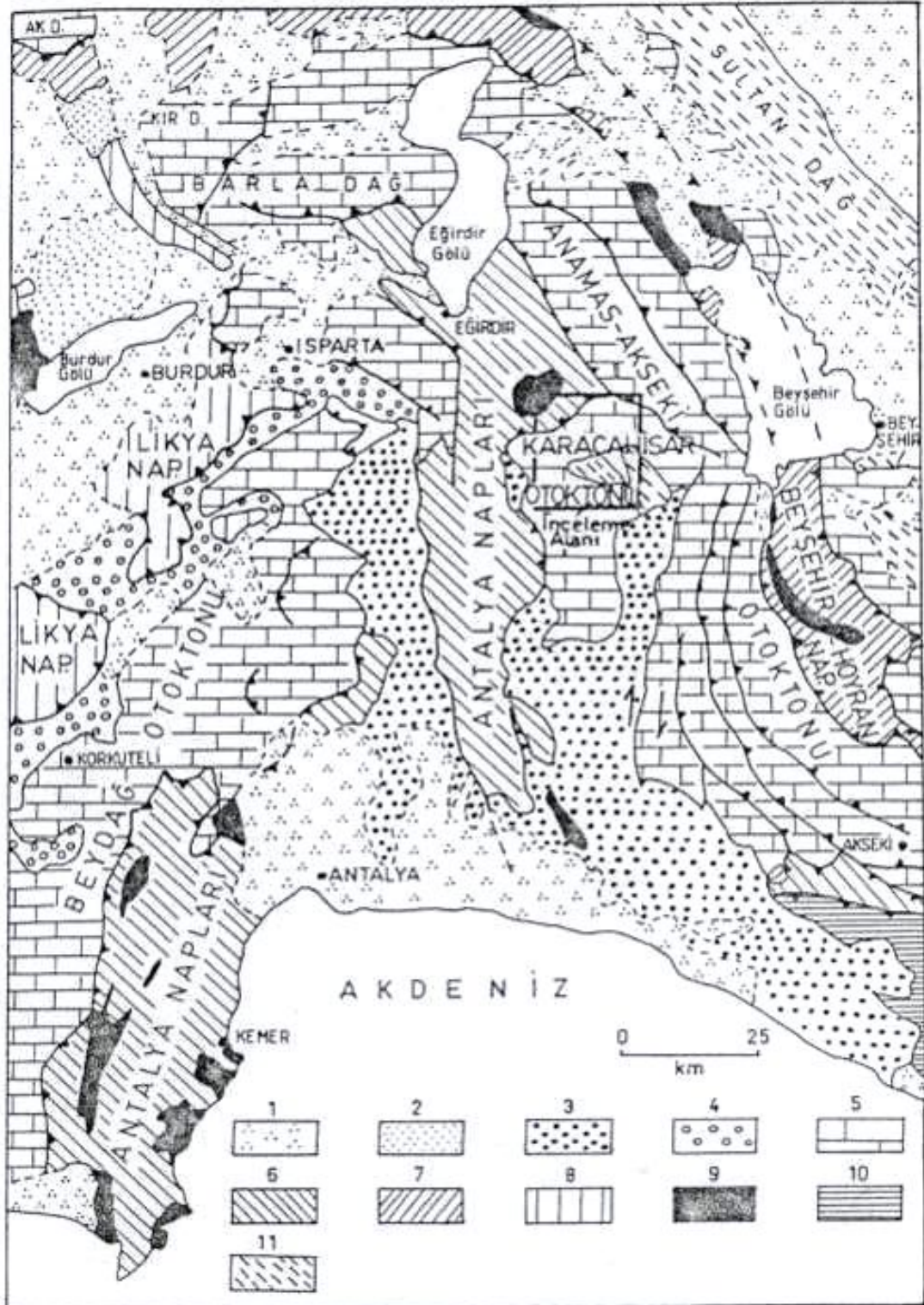
Isparta Açısının iç kısmında yer alan ve ofiyolit bileşenleri içeren allokton naplar "Antalya napları" olarak bilinmektedir. Brunn ve diğ. (1971), bölgede allokton örtü oluşturan birimleri Likya napları, Antalya napları ve Beyşehir-Hoyran napları olarak tanımlamışlardır. Beyşehir-Hoyran napları bükümün doğu kanadı üzerine, Likya napları bükümün batı kanadını oluşturan otokton birimler üzerine tektonik dokanakla gelmiştir (Şekil 1.2).

İnceleme alanında, Prekambriyen'den günümüze dek oluşmuş kayalar yüzeylemektedir. Çok farklı stratigrafik ve yapısal özellikler sunan bu kayaların bir kısmı otokton, diğer kısmı ise allokton konumludur. Otokton konumlu kayalar genelde platform tipi çökellerden oluşur. Bu kayalar üzerinde naplar halinde bulunan kütleler ise okyanusal kabuk, yamaç, havza, kıyı ötesi platform, rift ortamlarını temsil eder ve bunlar Antalya napları (Lefevre 1967), Antalya birliği (Özgül 1976) ve Antalya kompleksi (Woodcock ve Robertson 1977) gibi adlarla tanımlanmıştır.

Bölgede yapısal olarak, en altta Beydağları-Karacahisar otoktonu, bunun üzerinde Antalya napları (alttan üste doğru Çataltepe napı, Alakırçay napı, Tahtalıdağ napı ve Tekirova ofiyolit napı) ile kuzeyden güneye doğru bunlar üzerine bindirmiş Anamas-Akseki otoktonu yer alır (Şekil 1.2). Bu birim inceleme alanında paraotokton şeklinde yerleşmiştir. Geç Tersiyer-Kuvaterner yaşlı çökeller, otokton ve allokton kütleler üzerinde stratigrafik örtüler halinde bulunur.

1.5.1. Otokton birimler

Genelde platform tipi çökellerden oluşan, ancak birbirlerinden kısmen de olsa farklı stratigrafik ve yapısal özellikler sunan otokton ve/veya paraotokton konumlu kayalar, Dumont ve Kerey (1975) tarafından Anamas-Akseki birliği ve Karacahisar birliği olarak adlanmıştır. Batıda geniş alanda yüzeyleyen Beydağları otoktonu ile çalışma alanındaki Karacahisar birliğinin özdeş yapısal ve stratigrafik özellikler göstermesi nedeniyle bu istifler, Beydağları- Karacahisar otoktonu olarak incelenmiştir.



Şekil 1.2. İnceleme alanı ve çevresinin jeolojik konumunu gösterir basitleştirilmiş jeoloji haritası (Şenel, 1984'den değiştirilerek). 1-Pliyokuvaterner ve güncel alüvyon, 2-Oligosen-Burdigaliyen post tektonik havzaları, 3-Antalya Miyosen havzası, 4-Alt-Orta Miyosen (Beydağları), 5-Platform karbonatları, 6-Antalya napları, 7-Beyşehir-Hoyran napları, 8-Likya napları, 9-Ofiyolit napları, 10-Alanya masifi, 11-Sultandağ ve Seydişehir Paleozoyik serileri.

Anamas-Akseki otoktonu ile Beydağları-Karacahisar otoktonu arasındaki temel farklılık, Anamas-Akseki otoktonunun Üst Resiyen-Alt Liyas çökellerinin karasal nitelik göstermesi ile birlikte üzerine Lütésiyen öncesi nap yerleşiminin gerçekleşmemiş olmasıdır. Buna karşılık Beydağları-Karacahisar otoktonu üzerine Alt Paleosen’de Antalya napları yerleşmiştir.

1-Beydağları-Karacahisar otoktonu: Araştırma alanında, Prekambriyen-Kambriyen, Karbonifer ve Orta Triyas-Alt Paleosen yaşlı kaya birimleri ile temsil edilen Beydağları-Karacahisar otoktonu (Şekil 1.2), tektonik pencereler şeklinde yüzeyler (Şenel ve diğ. 1996)

Karacahisar otoktonu, Isparta açısının doğu kanadı içinde yer alan ve büyük bir antiklinalin çekirdek bölgesinde Paleozoyik’ten Üst Kretase-Alt Paleosen’e kadar hemen hemen tüm istifin eksiksiz olarak gözlendiği alandır. Bu alanda kırıntılı ve karbonatlı kayalar egemendir.

Beydağları otoktonu, Isparta açısının batı kanadını oluşturan ve 5000 metreye ulaşan kalın bir karbonat istifiyle simgelenen tortul istif olarak bilinir. Stratigrafik açıdan Karacahisar otoktonu ile bölümsel olarak eşleştirilebilecek niteliktedir.

Beydağ otoktonunu oluşturan Mesozoyik karbonat istifinde en alt bölümü oluşturan dolomitler oldukça kalın olup, yaşı Ladiniyen’e kadar inmektedir (Şenel ve diğ. 1992). İstifin üst bölümünde ise Paleosen ve Miyosen yaşlı formasyonlar yer almaktadır.

Karacahisar kubbesinde, az çok farklı litolojik özellikler sunan İncedere, Eldere ve Dedegöl blokları yüzeylemektedir. İncedere bloğunun temelinde Prekambriyen, Sarıççek şistleri; Alt Kambriyen, Kocaosman formasyonu; Orta Kambriyen, Çaltepe kireçtaşı; Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen, Seydişehir formasyonu; Eldere ve Dedegöl bloklarında ise Prekambriyen, Bozburun şistleri; Turnasiyen, Orbucak formasyonu; Viziyen, Gökdağ kireçtaşı ve Namuriyen-Başkırıyen, Karlık formasyonu ile temsil edilir. Beydağları-Karacahisar otoktonunun Çayköy ve kuzeybatı Anamas Dağları güneyindeki yüzeylemelerinde Paleozoyik temel gözlenmez.

Orta Triyas’ta (Geç Anisiyen) gelişen bölgesel transgresyon sonucu, araştırma alanında Geç Anisiyen-Noriyen’de birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli değişik kaya türleri çökelmiştir. Dumont ve Kerey (1975), Dumont (1976)

tarafından değişik formasyon adları ile tanıtılan bu kayalar, bölgede, Mesozoyik örtünün tabanını oluşturur. İncedere bloğunda, Üst Anisiyen yaşlı Bahçeevleri formasyonu, Ladiniyen yaşlı Hacııyas kireçtaşı, Karniyen yaşlı Köseköy formasyonu; Eldere bloğunda, Üst Anisiyen-Ladiniyen yaşlı Başakdere mermeri ve Kartoz kireçtaşı; Dedegöl bloğunda, Üst Anisiyen yaşlı Muslu kireçtaşı, Ladiniyen yaşlı Karagöl formasyonu, Ladiniyen-Alt Karniyen yaşlı Dipoyraz formasyonu görülür. Mesozoyik örtünün tabanını oluşturan tüm bu formasyonlar bölgede yaygın olarak yüzeyleyen Üst Anisiyen-Noriyen yaşlı Kasımlar formasyonunun Üst Anisiyen-Alt Karniyen kırıntıları ile giriktir ve Kasımlar formasyonu üstte Üst Noriyen-Resiye yaşlı Menteşe dolomitine geçer. Menteşe dolomiti üzerinde Liyas-Senomaniyen yaşlı Alakilise kireçtaşları yer alır. Eldere ve Dedegöl bloklarında Dogger-Senomaniyen aralığında çökelmiş karbonatlar (Alakilise kireçtaşı) Kampaniyen-Maestrihtiyen öncesi aşınmıştır. Beydağları-Karacahisar otoktonu üstte Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı Eşekini kireçtaşı, Daniyen yaşlı Pelitli formasyonu ve Çamlıdere olistostromu ile sonlanır (Şenel ve diğ. 1996).

2-Anamas-Akseki otoktonu: Isparta açısının doğu kanadını oluşturan ve genellikle karbonat kayaların egemen olduğu bir istiftir. İstifi daha önce Dumont ve Kerey (1975), Dumont (1976), Monod (1977), Demirtaşlı (1988) ve Yağmurlu ve diğ. (1995) tanımlamışlardır. Anamas-Akseki otoktonunda Karacahisar otoktonuyla benzerlikler sunan Triyas-Kretase yaşlı birimler bulunmaktadır.

Dumont ve Kerey (1975) tarafından Anamas-Akseki birliği, Özgül (1976) tarafından Geyikdağı birliği olarak tanımlanan birim, bu alanda paraotokton konumlu olup, araştırma alanının kuzey ve kuzeydoğusunda bulunur (Şekil 1.2). Seydişehir bölgesinde (Monod 1977) ve Sultan Dağları'nda (Haude 1972) Anamas-Akseki otoktonunun altında bulunan Paleozoyik temelinin yüzeylemesine karşın, çalışma alanında bu Paleozoyik temel gözlenmez ve istif Kasımlar formasyonunun Noriye kayaları ile başlar. Kasımlar formasyonu üzerinde alttan üste doğru Menteşe dolomiti, Leylek kireçtaşı, Üzümdere formasyonu, Hendos dolomiti, Kurucaova formasyonu, Seyrandağı kireçtaşı ve İbradi grubunu kapsar (Bozcu 1996).

Batı Toroslarda otokton birimleri oluşturan Anamas-Akseki ve Beydağları platformları D-B yönünde uzanım gösteren Toros karbonat kuşağının en önemli bölümümü meydana getirir. GB Anadolu'da oldukça belirgin bir dağılım gösteren

karbonat kuşağının güneyinde yer alan allohton ofiyolitik naplar, Antalya napları olarak bilinir (Özgül 1984). Bu karbonat ekseninin kuzeyinde yer alan naplar ise Likya ve Beyşehir-Hoyran napları olarak tanımlanmıştır (Poisson ve diğ. 1984; Özgül 1984).

1.5.2. Allohton Birimler

1- Antalya napları: Isparta açısının iç kısmında yer almakla beraber başlıca dört ayrı tektonik dilimden oluşmaktadırlar. Büyük bölümüyle ofiyolitik kayalarla karışmış pelajik rift çökelleri özelliğindedir. Antalya napları, Karacahisar ve Beydağları otokton birimleri üzerine Geç Kretase-Daniyen zamana aralığıyla yerleşmişlerdir (Şenel 1984).

Bölgede, stratigrafik özellikleri ayrıntılı olarak sunulan olası birbirinden bağımsız olarak gelişmiş karbonat platformları yansıtan Beydağları – Karacahisar otoktonu, Anamas - Akseki otoktonu (para otokton konumlu) ile Öbektaş formasyonu, Ispartaçay formasyonu, Kızıldağ peridotiti, Akkaya kireçtaşı ile temsil edilen Antalya napları yer alır. Beydağları-Karacahisar otoktonu, bölgede Karacahisar kubbesinde Antalya napları altında bir dom şeklinde yükselmesi sonucu, Eğirdir gölü doğu kenarında düşey fay ile ve Anamas-Akseki otoktonunun güneye itilmesine bağlı olarak açığa çıkmıştır (Şek. 1.2). Daha çok bu otokton, tektonik pencereler halinde yüzeylenir. Beydağları-Karacahisar otoktonu üzerinde tektonik örtü olarak Antalya naplarının en alt yapısal birimi olan Çataltepe napı yer alır. Az çok birbirlerinden farklı stratigrafik istifler sunan ve yanal yönde birbirleriyle girik yapısal birimlerden oluşan Öbektaş formasyonu üzerinde Ispartaçay formasyonu, Ispartaçay formasyonu üzerinde de Tahtalıdağ napı yer alır. Akkaya Kireçtaşının yapısal konumu tartışmalıdır. Akkaya Kireçtaşı üzerinde hiç bir klipin görüşülmeişi nedeniyle, bu nap en üst yapısal birim olarak kabul edilmiştir. Eosen sonlarında kuzeyden Beyşehir-Hoyran-Hadim naplarının Anamas-Akseki otoktonu üzerinde sürüklenimine bağlı olarak, Anamas dağları güneyinde, Anamas- Akseki otoktonu, daha önce (Daniyende) bu alana yerleşmiş olan Antalya napları üzerine itilmişler ve Beydağları-Karacahisar otoktonu ile Antalya naplarının yapısal konumu bozulmuş ve birimler terslenmiş, hatta yer yer Beydağları-Karacahisar otoktonu, Antalya napları

üzerine itilmiştir. Orta Miyosen başlarında Batı Toroslar'da kuzeyden güneye doğru Likya naplarının sürüklenim hattının Davras Dağı güneyinden geçerek Aşağıgökdere güneybatısından, Sütçüler güneyinden ve olası Gebiz doğusundan geçen bir hat boyunca Akdeniz'e ulaştığı söylenebilir. Bu Orta Miyosen (Alt Langiyende) başlarında gelişen sürüklenim hattı, Çandır-Kızıllı doğusunda, Öbektaş formasyonuna ait birimlerin alttan yükselerek Ispartaçay formasyonu üzerine bindirmesine neden olmuştur. Bu hatta, Üst Akitaniyen - Burdigaliyen çökelleri üzerinde naplar tekrar sürüklenmişlerdir (Şenel ve diğ. 1996).

Tortoniyen sonu bölgede özellikle Kovada Gölü – Serik hattı boyunca kuzeydoğudan güneybatıya doğru ekaylanmalar gelişmiş ve bu hat boyunca Antalya naplarının yapısal konumu tekrar bozulmuştur. Son olarak bu zayıf zon (Kovada Gölü - Serik hattı) Pliyosen ve/veya sonrası parçalanmış ve bir doğrultu atımlı fay zonu haline dönüşmüş olabilir.

2- Beyşehir-Hoyran napları: Anamas-Akseki otoktonu üzerine Lütisiyen-Priaboniyen döneminde yerleşmiş ofiyolitik kayaçlardan oluşmaktadır (Koçyiğit 1983; Poisson ve diğ. 1984). Büyük bölümüyle ofiyolit bileşenlerinden ve eşlik eden pelajik tortullardan meydana gelmektedir.

3- Likya napları: Alt Langiyen'de Beydağları otoktonu üzerine yerleşmiş allokton kaya birimlerini temsil ederler. Likya Napları Graciansky (1968) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş olup, büyük bölümüyle ofiyolit bileşenlerinden ve eşlik eden karbonat kütlelerinden oluşur.

Isparta Açısının merkezinde bulunan Eğirdir çöküntü gölü ile Kovada grabeninin batısında yer alan alandaki yapısal çizgiler KD-GB gidişli olmasına karşın, doğu kanadını oluşturan alandaki yapısal çizgilerin gidişleri KB-GD uzanımlıdır. Isparta Açısı Eğirdir Gölü kuzeyinde birbiriyle kesişen KD ve KB gidişli bölgesel uzanımlı makaslama fayları ile biçimlenmiştir (Yağmurlu ve diğ. 1995).

Miyosen sonrası dönemde bölgeyi K-G doğrultusunda etkileyen kompresyon kuvvetlerinin etkisiyle Eğirdir Gölü ve Kovada grabeninin sınırlayan yüksek açılı normal faylar gelişmiştir. İnceleme alanında özellikle otokton birimlerde gözlenen K-G doğrultulu normal faylar Eğirdir-Kovada grabeninin sentetik fay bileşenleri niteliğindedir (Şekil 1.2).

2. STRATİGRAFİ

Çalışma alanında Paleozoyik'ten Tersiyer'e kadar, her döneme ait otokton ve allokton birimler yer almaktadır (Şekil 2.1, EK-1).

2.1. Otokton Birimler

-Metamorfik kayalarla temsil olunan Paleozoyik yaşlı Kocaosman Metamorfitleri

-Mesozoyik yaşlı kırıntılı ve karbonat kayalardan oluşan birimler. Bunlar alttan üste doğru; (1) Hacıilyas formasyonu, (2) Köseköy formasyonu, (3) Kasımlar formasyonu, (4) Menteşe dolomiti, (5) Alakilise kireçtaşı ve (6) Eşekini kireçtaşından yapılıdır.

-Altta otokton ve allokton konumlu birimler üzerine transgresif olarak gelen Tersiyer yaşlı kaba kırıntılardan oluşan Aksu formasyonu.

PALEOZOYİK

2.1.1. Kocaosman metamorfitleri (Pzk)

Tanım ve Dağılım: İnceleme alanında düşük derecede metamorfik kayalarla temsil edilen Paleozoyik yaşlı birimler Dumont ve Kerey (1975) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş ve tanıtılmıştır. Dumont ve Kerey (1975) Karacahisar yöresinde biri güneydoğuda diğeri kuzeybatıda olmak üzere birbiriyle tektonik dokanaklı iki ayrı Paleozoyik temel ayırt etmişlerdir.

Bozcu (1996) çalışmasında birbirlerinden farklı olduğu belirtilen temel birimleri litolojik özellikleri göz önüne alarak birleştirmiş ve grup mertebesinde "Kocaosman Metamorfitleri" olarak adlandırmıştır.

Kocaosman Metamorfitlerini oluşturan birimler yaygın olarak Belence-Kasımlar yolunda, Köprüçay Vadisi boyunca görülmektedir (Ek 1). Çoğunlukla epimetamorfik şistlerle temsil edilen birimin alt kesimleri yer yer diyabaz dayk ve silleri ile kesilmiştir. Metamorfitlerin üst birimlerini metakuvarsitler, rekristalize kireçtaşları ve mermerler oluşturmaktadır.

[illegible]

Şekil 2.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti (Ölçeksiz, Bozcu 1996'dan değiştirilerek).

Litoloji: Kocaosman metamorfitletlerini oluşturan metasedimanter kayalar genellikle yeşilimsi, grimsi renkli, ince-orta tabakalı sleyt, fillit, metakumtaşı ve yersel olarakta metaçakıltaşından oluşmaktadır (şekil 2.2).

Birimden alınan fillit numunesinden yapılan ince kesitin petrografik incelemesi:

Karbonat= %77 Kuvars= %8 Serisit= %15

Doku: Granolepidoblastik Kayac adı= Kalk fillit

Birimin alt düzeylerinde yersel olarak siyahımsı grafit şistler yer alır. Metakumtaşları kırmızımsı, mor, beyazımsı, kirli sarımsı, yeşilimsi renklerde, orta kalın tabakalı yer yer çakılıdır.

Dokanak İlişkileri: İnceleme alanında kapalı bir antiklinalin çekirdeğini oluşturan Kocaosman Metamorfitletlerinin alt dokanağı gözlenmemektedir. Orta-Üst Triyas yaşlı kaya birimleri (Hacııyas formasyonu, Köseköy formasyonu, Kasımlar formasyonu) Kocaosman Metamorfitletlerini uyumsuz olarak örtmektedir (şekil 2.3).

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Kocaosman Metamorfitletleri içinde yaş bulgusuna yarayacak herhangi bir fosile rastlanılmamıştır (Bozcu 1996). Ancak önceki çalışmacılardan Dumont ve Kerey (1975) Karacahisar birliği içinde değerlendirdikleri Kocaosman Metamorfitletlerine ait metasedimentleri Kambriyen olarak yaşlandırmışlardır.

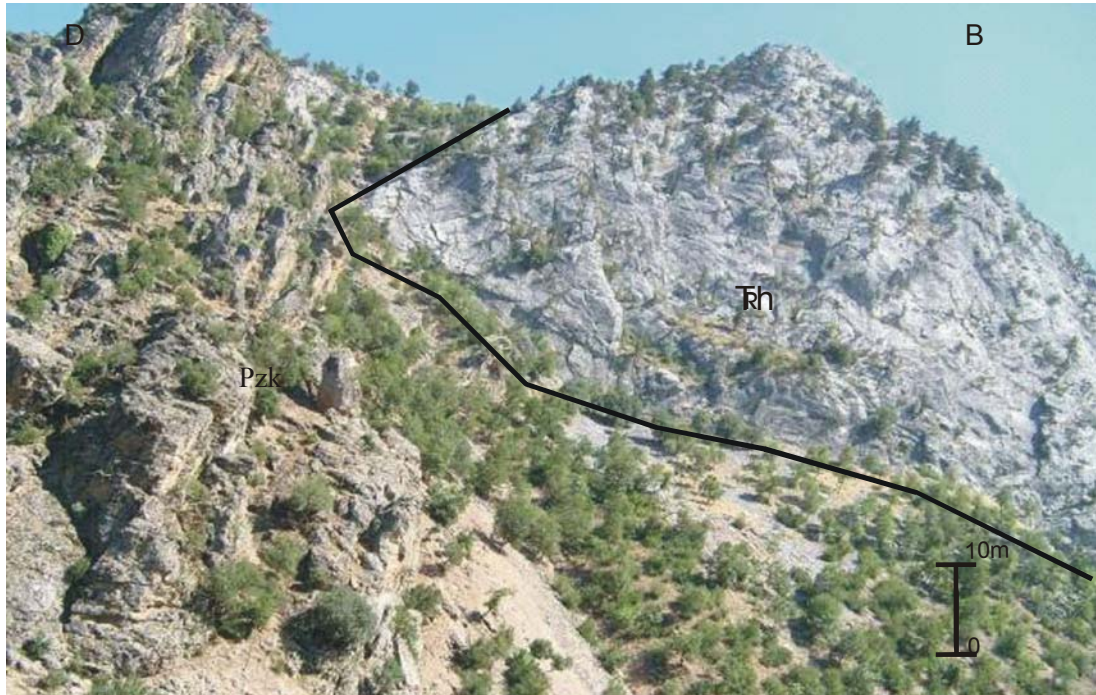
2.1.1.1. Rekrystalize kireçtaşı (Pzkk)

Tanım ve Dağılım: Kocaosman Metamorfitletlerini oluşturan kaya bileşenlerinden bir diğeri de rekrystalize kireçtaşlarıdır. Bu birim üye mertebesinde ayrılmıştır. İnceleme alanında Gök Tepe, Süvelentaşı Tepe civarında yüzlek vermektedir (Ek 1).

Litoloji: Birim çoğunlukla açık grimsi, orta-kalın tabakalı, yer yer masif kireçtaşlarından oluşur. Metamorfitletlerin değişik seviyelerinde birbirinden bağımsız yüzlekler şeklinde bulunan kireçtaşları, kırıntılılarla geçişli olup, yer yer birbirini izleyen mercekler şeklinde gözlenirler.



Şekil 2.2. Kocaosman metamorfikleri içerisindeki fillitlerden bir görünüm (Mersinlitaş Tepe kuzeyi). (Koordinatlar: X:38733E Y:62489N Z: 890 m.)



Şekil 2.3. Kocaosman metamorfikleri (Pzk)-Hacıılyas formasyonu (TRh) sınır ilişkisi (Mersinlitaş Tepe, Güneye bakış). (Koordinatlar: X:39005E Y:62515N Z: 873 m.)

Dokanak İlişkileri: Rekristalize kireçtaşlarının alt ve üst dokanağı Kocaosman Metamorfitlerinin kırıntılı kayalarıyla geçişlidir. Alt dokanağında genellikle ince bir kalkışist düzeyi yer alır.

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Birim içerisinde yaş bulgusunu verecek fosile rastlanmamıştır. Kocaosman metamorfileri içerisinde yer almasından dolayı birimin yaşı Kambriyen'dir.

2.1.1.2. Başakdere mermeri (Pzkb)

Tanım ve Dağılım: Kocaosman metamorfitlerinin en üst birimini Başakdere mermer üyesi oluşturur. Birim metakırıntılılar içerisindeki rekristalize kireçtaşlarından gerek stratigrafik konum olarak gerekse renk ve litoloji farklılığı göstermesi nedeniyle ayrı bir üye olarak ayırtlanmıştır (Bozcu 1996). Başakdere mermeri, Yalçintaş Tepe ile Beltaş Tepe arasında yüzlek vermektedir.

Litoloji: Birim alt kesimlerinde beyaz, beyazımsı gri dolomitize mermer düzeyleriyle başlar ve üste doğru masif, beyazımsı renkli, şekerimsi dokulu mermerlere geçer (Bozcu 1996) (Tablo 2.1).

Tablo 2.1. Başakdere mermer üyesinden alınan örneğin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
Pzkb-1		100		Orta-iri	iyi	x	x		Hipidiyotopik

Dokanak İlişkileri: Başakdere mermerinin alt dokanağı Kocaosman Metamorfitlerinin kırıntılarıyla geçiş gösterir. Birim Köseköy formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Birim içerisinde yaş bulgusunu verecek fosile rastlanmamıştır. Kocaosman metamorfileri içerisinde yer almasından dolayı birimin yaşı Kambriyen'dir.

MESOZOYİK TRİYAS

İnceleme alanında Mesozoyik yaşlı birimler, Paleozoyik yaşlı metamorfik birimler üzerine açılı uyumsuzlukla gelir. Uyumsuzluk yüzeyinde bazı alanlarda kaba kırıntılı tortullar, bazı alanlarda ise ince kırıntılı veya karbonatlı kayalardan oluşan tortul bileşenler yer alır. Mesozoyik istifin en alt bölümünü oluşturan ve kırıntılarla başlayıp karbonatlı kayalarla devam eden kesimi bu incelemede Hacıilyas formasyonu ve Bahçeevleri üyesi olarak ayırtlanmıştır.

2.1.2. Hacıilyas formasyonu (TRh)

Tanım ve Dağılım: Dumont ve Kerey (1975) üstteki karbonatlı kesimi Hacıilyas kireçtaşı olarak, alttaki kırıntılı kesimi de Bahçeevleri formasyonu olarak adlandırmışlardır. Bozcu (1996), inceleme alanında altta kırıntılı tortullarla başlayıp üste doğru grimsi, kalın katmanlı veya masif kireçtaşlarından oluşan birimi Hacıilyas formasyonu olarak adlandırmıştır.

Birimin yaygın yüzeylemeleri Belence-Kasımlar yolunun Mersinlitaş Tepe, Hacıilyas Tepe, Ekisçetaşı Tepe ve Karçukuru Tepe civarlarında gözlenir (Ek 1).

Litoloji: Hacıilyas formasyonunun esas litolojisini grimsi, koyu grimsi veya siyahımsı, kalın tabakalı veya masif kireçtaşları oluşturur (Şekil 2.4). Grimsi renkli, ince-orta tabakalı killi kireçtaşlarıyla başlayan birim yine açık grimsi, grimsi, ince-orta tabakalı, kalsit damarlı, breşik ve mikritik dokulu kireçtaşlarıyla devam eder. Daha üstte ise koyu grimsi renkli, orta-kalın tabakalı kireçtaşları ve siyahımsı gri, siyahımsı renkli kalın katmanlı veya masif, yer yer breşik dokulu dolomitik kireçtaşları bulunur. Birimin üst kesimleri siyahımsı gri renkli krinoidli kireçtaşları ile sonlanır (Bozcu 1996) (Tablo 2.2).

Dokanak İlişkileri: Hacıilyas formasyonu altta Bahçeevleri üyesiyle birlikte Paleozoyik yaşlı birimler üzerine diskordansla gelir. Birim yanal yönde ve üste doğru Köseköy formasyonuna derecelenir. Formasyonun kalınlığı yaklaşık 200 m'dir (Bozcu 1996).



Şekil 2.4. Hacıilyas formasyonu içerisindeki kireçtaşlarından bir görünüm (Mersinlitaş Tepe batısı). (Koordinatlar: X:38750E Y:62375N Z: 850 m.)

Tablo 2.2. Hacıilyas formasyonundan alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	İntraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
Hb-1	100	-	-	-	-	-	-	100	Çamurtaşı
Hb-2	100	-	-	-	-	-	-	100	Çamurtaşı
Hb-3	100	-	30	-	-	-	-	70	Vaketaşı

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Hacıilyas formasyonunun karbonatlı düzeylerinde bol miktarda krinoid, mercan, gastropod ve bivalv kavkıları tespit edilmiştir. Fakat bu makro fosiller yaş tespitine uygun değildir. Birimin değişik düzeylerinden derlenen örneklerden yapılan ince kesitlerde mikrofauna olarak şunlar tespit edilmiştir (Bozcu 1996):

Trochammina sp., Varlostrana sp., Duastamina sp., Arenovidalina sp., Glomospira sp., Glomospirella sp., Involutina sp., Reophax sp., Nodosaridae

Bu fosil topluluğuna göre birimin yaşı Ladiniyen olarak belirlenmiştir (Bozcu 1996).

2.1.2.1. Bahçeevleri üyesi (TRhb)

Tanım ve Dağılım: Birim Hacıılyas formasyonunun en alt düzeylerini oluşturmakta ve genellikle kırıntılı kayalar ile temsil edilmektedir. Birim kuvarsit çakıllı çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Dumont ve Kerey (1975) tarafından formasyon mertebesinde tanımlanan birim, yanal devamlılığının az oluşu ve yanal-düşey olarak kireçtaşlarıyla geçişli olması nedeniyle Bozcu (1996) tarafından Hacıılyas formasyonu içerisinde tanımlanmıştır. Birim Sarıçiçek Tepenin güneyinde yüzlek vermektedir (Ek 1).

Litoloji: Bahçeevleri üyesinin alt düzeylerinde genellikle mor renkli kuvarstik kumtaşı ile yeşilimsi gri renkli çakıltaşı yer almaktadır. Çakıltaşının çakılları genellikle köşeli ve kötü boylanmalıdır. Çakıl düzeyinin üzerinde ince-orta tabakalı koyu grimsi, siderit yumrulu kumtaşları bulunmaktadır. Birim üste doğru ince-orta tabakalı, açık kahve ile koyu grimsi kiltası, silttaşı ve kireçtaşı ardalanması şeklindedir.

Dokanak İlişkileri: Kocaosman metamorfikleri üzerine uyumsuz olarak gelen birim, üste doğru Hacıılyas formasyonunun masif kireçtaşlarına geçiş gösterir. Birimin kalınlığı 80-100 m. arasında değişmektedir (Bozcu 1996).

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Bahçeevleri üyesinin mikritik dokulu kireçtaşı seviyelerinde yaş tanımlamasına elverişli olmayan krinoid ve gastropod kalıntıları yer almaktadır (Bozcu 1996). Hacıılyas formasyonu içerisinde yer almasından dolayı birimin yaşı Ladiniyen olarak kabul edilmiştir.

2.1.3. Köseköy formasyonu (TRkö)

Tanım ve Dağılım: Çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ardalanmasından oluşan birim ilk kez Dumont (1976) tarafından “Köseköy konglomeraları” olarak isimlendirilmiş ve stratigrafik özellikleri tanıtılmıştır. Birimin homojen yapılı olmayışı, çakıltaşlarının yanı sıra ince tortul bileşenleri kapsamı nedeniyle birimi Bozcu (1996) Köseköy formasyonu olarak adlandırmıştır. Birimin ince kırıntılarında oluşan en alt kesimi kumtaşı-şeyl üyesi olarakta incelenmiştir (Bozcu 1996).

Birim inceleme alanında Hacıilyas Tepe ile Köseköy arasında, Yanıkköy mahallesi güneyinde, Başak Dere ile Yalçıntaş Tepe civarlarında görülmektedir (Ek 1).

Litoloji: Birim ince-orta tabakalı, yer yer çapraz tabakalanma gösteren açık kahvemsî, morumsu ve kırmızımsı renkli kumtaşı seviyeleriyle başlar üste doğru silttaşı kiltası ve şeylerle geçiş gösterir. Köseköy formasyonunun kalın tabakalı, yer yer masif görünümlü çakıllı kesimleri oldukça dayanımlıdır. Birimi oluşturan değişik boydaki çakıllar genellikle şist, mermer, dolomitik kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, kuvarstik kumtaşı bileşenlerinden oluşmaktadır (Şekil 2.5, Bozcu 1996). Birim içerisindeki çakıllar genellikle yuvarlaklaşmıştır.

Dokanak İlişkileri: Köseköy formasyonu Başakdere mermeri üzerine uyumsuz olarak gelir. Hacıilyas formasyonu ile yanall düşey geçiş gösterir. Kasımlar formasyonunun ince kırıntılı tortulları Köseköy formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli bir dokanakla gelir. Birimin kalınlığı yaklaşık 250 m'dir (Bozcu 1996).

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Birim içinde herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Stratigrafik konumu göz önüne alındığında birimin yaşı Karniyen olarak kabul edilmiştir (Bozcu 1996). Bu bakımdan da bu yaş verilmektedir.



Şekil 2.5. Hacıilyas formasyonu (TRh) -Köseköy formasyonu (TRkö) arasındaki sınır ilişkisi (Mersinlitaş Tepe, Güneybatıya bakış). (Koordinatlar: X:38802E Y:62225N Z: 848 m.)

Çökelme Ortamı: Köseköy formasyonu transgresif özellikteki Triyas çökellerinin en alt kesimini oluşturmaktadır. Bu nedenle zaman zaman deniz çekilmeleri ile oluşan yükselimlerden hızla taşınmış kayaç parçaları içerir. Bu nedenle yer yer karasal, yer yer de sığ denizel yelpaze çökelleri niteliği gösterir. Bu oluşum nedeniyle denizaltı yelpazelerinde gözlenen kanal dolgularındaki yönlenmiş çakıllar bu birim içerisinde gözlemlenmektedir (Bozcu 1996).

2.1.4. Kasımlar formasyonu (TRK)

Tanım ve Dağılım: Başlıca kumtaşı ve şeylerden oluşan, yer yer kireçtaşı ara seviyeleri ve mercekleri içeren birim ilk kez Dumont ve Kerey (1975) tarafından Kasımlar formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Kasımlar formasyonu inceleme alanında Kasımlar, Belence ve Karacahisar köyleri civarında yüzeylemektedir (Ek 1).

Kasımlar formasyonu orta ve üst bölümlerinde yer alan resifal özellikteki kireçtaşı mercekleri “Siyahımsı kireçtaşı üyesi” olarak; birimin en üst bölümünde yaygın olan ve başlıca ince tabakalı kireçtaşından oluşan karbonatlı düzeyler ise “Yanıköy üyesi” olarak adlandırılmıştır (Bozcu 1996).

Litoloji: Kasımlar formasyonu birbiriyle geçişli olarak tekrarlanan kumtaşı, şeyl ve bunlar içerisinde ara düzeyler ve mercekler şeklindeki kireçtaşlarından yapıldır. Birimin alt kesiminde kanal dolgusu niteliğinde çakıllı kumtaşı seviyeleri yer alır. Çoğunlukla çakıltası ve kumtaşı ile başlayan alt bölümde kumtaşı, silttaşı, siyahımsı, koyu grimsi şeyller gözlenir. Birimin orta seviyelerinde egemen kaya bileşeni siyahımsı şeyller ile bol alg fosilli, breşik yapılu kireçtaşı mercekleridir. En üst seviyelerde ise yeşilimsi kıltaşı ara seviyeli ince tabakalı kireçtaşları gözlenir (Ek 1).

Çakıltaları; Kasımlar formasyonunun sadece alt seviyelerinde ve kanal dolguları şeklinde gözlenir. Açık kahvemsı, bej, alacalı renklerde matriks destekli ve silis çimentolu olup, sert ve dayanıklıdır. Tane boyutları iriden ince taneli çakılla doğru değişir. Yarı yuvarlaklaşmış tanelerin çoğunluğunu beyaz renkli kuvarsit taneleri, yeşilimsi renkli taneleri ise çört, metamorfik kaya kırıntıları, mikritik dokulu kireçtaşları oluşturur (Bozcu 1996).

Kumtaşları; Kasımlar formasyonunun farklı seviyelerinde değişen kalınlıklara sahip, yer yer düzgün tabakalı ve yersel ara katkılar şeklinde bulunur. Birimin alt

seviyelerinde siyahımsı şeyllerle ardalı ve gözlenen ince tabakalı kumtaşılarında düşük dereceli bir metamorfizmanın izleri görülmektedir. Tabakalanmaya paralel lamina düzeyinde kaya dilinimleri, yersel ve az belirgin şisti yapılar, kıvrımlar ve kırılmalar gözlenir. Formasyonun üst seviyelerine doğru kumtaşılarında metamorfizma izlerine rastlanmaz. Orta-iyi boylanmalı yer yer derecelenmeli olan kumtaşılarında yersel olarak çakıltaşı ara seviyelerine de rastlanır (Bozcu 1996).

Siyahımsı şeyller; Kasımlar formasyonunun egemen litolojisini oluşturur. Şeyller alt seviyelerde sleytimsi özellikte olup (Şekil 2.6), organik maddece zengin kesimleri grafit şist, organik maddece nispeten fakir kesimleri fillit görünümündedir. İnce kesitlerde, sleytimsi şeyller içinde yaygın olarak serizit, klorit ve muskovit gibi fillosilikatlar gözlenmektedir. Siyahımsı şeyller üste doğru kumlu kireçtaşı özelliğinde bol alg ve mercan yığılımları içeren siyahımsı kireçtaşlarına derecelenirler (Bozcu 1996).

Kireçtaşları; Kasımlar formasyonu içinde mercekler ve olistolit şeklinde olmak üzere farklı konumlarda bulunmaktadır. Bu kireçtaşlarından siyahımsı bol alg ve mercan yığılımlı, kalın tabakalı, yer yer masif yapılu mercekler ve bloklar şeklinde olanlar Siyahımsı kireçtaşı üyesi olarak, yeşilimsi kiltası arakatkılı ince tabakalı kireçtaşları da Yanıkköy üyesi olarak adlandırılmıştır (Bozcu 1996).



Şekil 2.6. Kasımlar formasyonu içerisindeki sleytimsi özellikteki şeyllerden bir görünüm. (Mizamlar Mah. batısı). (Koordinatlar: X:37485E Y:70675N Z: 1103 m.)

Dokanak İlişkileri: Kasımlar formasyonu altta Köseköy formasyonu ve Hacıilyas formasyonu ile Dokanak oluşturur. Köseköy formasyonu ile olan dokanağı geçişli Hacıilyas formasyonu ile olan dokanağı ise uyumsuzdur. Menteşe dolomitleri birimi uyumlu bir dokanakla üstler. Birimin Kalınlığı yaklaşık 1300m'dir (Bozcu 1996).

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Bozcu (1996) Kasımlar formasyonu içinde aşağıdaki fosilleri saptamıştır:

Endothyranella lambardi, Aulotortus sp., Trochammina sp., Glomospira sp., Glomospirella sp., Ammabaculites sp., Endothyra sp., Involutina sp., Diplopora sp., Miliolidae, Duostominidae, Nodosariidae, Thaumtoporella, Endothyridae

Birimin orta-üst seviyelerinde yeralan Siyahımsı kireçtaşı üyesi içinde bol miktarda alg, bryozoa ve mercan kalıntıları görülmektedir (Bozcu 1996). Yeniköy üyesi içinde ise; Heterostroidium sp., Aulococeras sp., Ammonit fosileri saptanmıştır (Bozcu 1996). Bu fosil topluluğuna göre birimin yaşı Karniyen-Noriyen'dir.

Çökelme Ortamı: Kasımlar formasyonu fosil kapsamı ve kaya türü özellikleri bakımından fazla derin olmayan bir denizel ortamı yansıtmaktadır. Birimin alt seviyelerinde karadan türeme kaba çakılların varlığı ve resifal kireçtaşı merceklerinin bulunması ortamın çok derin olmadığını gösterir. Ayrıca birimin alt seviyelerinde yer alan ripılmarklar ve çapraz tabakalanma yapıları da, birimin sığ denizel ortamda yer yer dalga tabanı üstünde çöktüğünün verileridir. Tabanda çakıl oranının fazlalığı ve üste doğru tane boyu incilmesi transgresif bir istifin varlığının kanıtıdır (Bozcu 1996).

Birim içindeki kireçtaşı merceklerinde gözlenen breşik yapı, çökelme sonrası gelişen deformasyonlarla ilgili olmalıdır. Ayrıca birim içinde yer alan resifal kireçtaşı mercekleri, sığ havza koşullarında gelişen yama resiflerinin varlığını yansıtır (Bozcu 1996).

2.1.4.1. Siyahımsı kireçtaşı üyesi (TRkk)

Tanım ve Dağılım: Birim inceleme alanı içinde Kasımlar formasyonunun orta-üst düzeylerinde mercekler ve bloklar şeklinde yüzeylemektedir. Birim inceleme

alanında Pınargözü Mahallesi, Çamlı Tepe batısı, Karalın Tepe ve Kurşunluk Tepe civarında yüzlek vermektedir (Ek 1).

Litoloji: Birim kalın tabakalı, yer yer masif, koyu grimsi, siyahımsı, bitümlü, alg ve mercan fosilli kireçtaşıdır. Resifal oluşumlu kireçtaşları, yer yer karstik boşluklu ve sık çatlaklıdır. Kireçtaşları yoğun kalsit damarlı olup, yersel olarak breşik özellik göstermektedir. Bu kireçtaşlarından türemiş bloklar, Kasımlar formasyonunun siyahımsı şeylleri içerisinde yersel olarak gözlenmektedir.

Dokanak İlişkileri: Yanal ve düşey olarak siyahımsı şeyllerle geçişli olan kireçtaşlarının kalınlığı yaklaşık 60-100 m. civarındadır (Bozcu 1996).

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Birimin kasımlar formasyonu içerisinde yer almasından dolayı yaşı Karniyen-Noriyen'dir.

2.1.4.2. Yanıkköy üyesi (TRky)

Tanım ve Dağılım: Kasımlar formasyonunun en üst seviyesini oluşturan birim killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Karacahisar Köyünün kuzeybatısında yüzlek vermektedir (Ek 1).

Litoloji: İnce-orta tabakalı, koyu grimsi-siyahımsı, mikritik kireçtaşlarından yapılı olan birimde yeşilimsi-gri kilaşı ara tabakaları yaygın olarak bulunmaktadır.

Dokanak İlişkileri: Birim alt seviyelerinde şeyllerle ardalanır ve üste doğru Menteşe dolomitlerine geçiş gösterir. Birimin kalınlığı yaklaşık 80-100 m. civarındadır. (Bozcu 1996).

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Bol miktarda Heterostrophia s.p. ve ammonit fosilleri içerir (Bozcu 1996). Bu fosil topluluğuna göre ve Kasımlar formasyonundaki şeyllerle ardalanmasından dolayı birimin yaşı Karniyen-Noriyen'dir.

2.1.5. Menteşe dolomiti (TRm)

Tanım ve Dağılım: Açık grimsi-koyu grimsi, masif tabakalı, bitümlü ve çok kırılmalı bir yapıya sahip dolomitler Dumont ve Kerey (1975) tarafından "Menteşe dolomiti" olarak isimlendirilmiştir.

İnceleme alanı içinde Kasımlar formasyonunun kırıntılı kayaları üzerinde ve platform karbonatlarının altında bir kılavuz düzeyi niteliğinde yüzeyleyen birim Kasımlar güneyinden başlayarak Karacahisar Köyü kuzeyine kadar devam eden bir hat boyunca yer alır (Ek 1).

Litoloji: Menteşe dolomiti genelde masif, açık grimsi dolomitlerle başlamaktadır. Dolomitler grimsi, açık gri, koyu gri, siyah ve açık mavimsi-beyaz renklerde görülmektedir. Dolomitler kalın tabakalı, yer yer breşik ve sık çatlaklıdır.

Birim genellikle açık grimsi ile grimsi, bitümlü ve çok kırılğan olup, başlıca kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomit bileşenlerinden oluşur. Dokuyu oluşturan dolomit kristalleri genellikle yarıözşekilli ve özşekilsiz ksenotopik kristal mozayiginden oluşmaktadır. İkincil olarak gelişen çatlak ve fissürler yersel olarak hidrokarbon ve bitüm kalıntıları ile doludur.

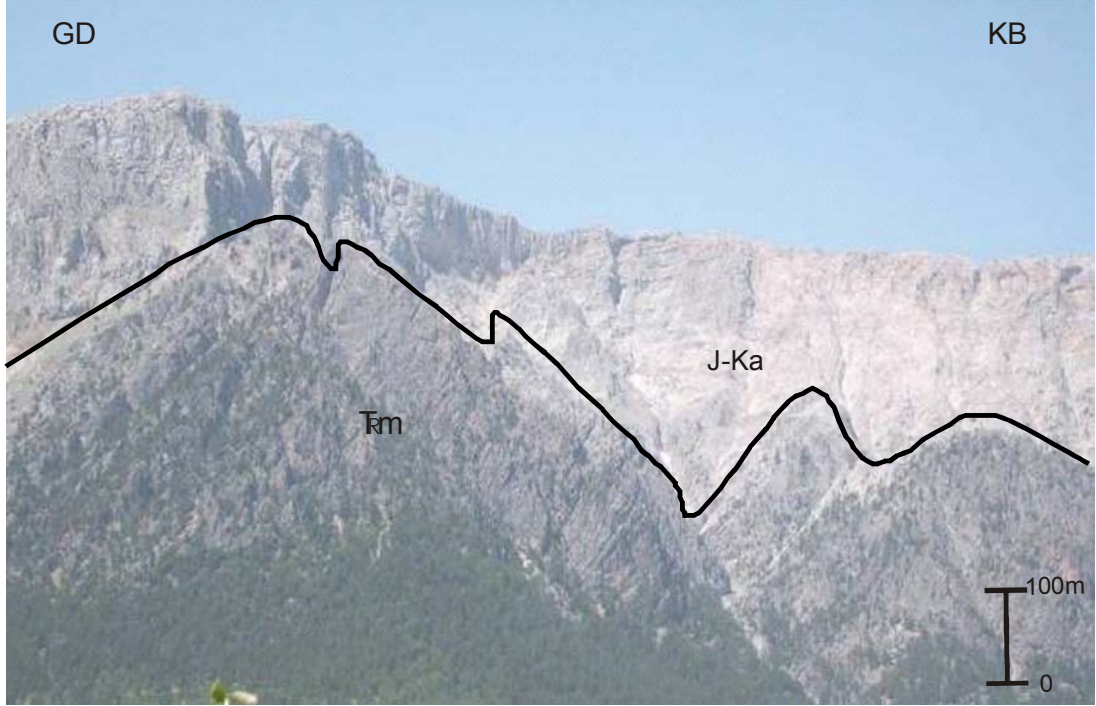
Alt kesimlerde yer yer kırılğan özellikteki birim üste doğru masif yapıli dolomitik kireçtaşı özelliğindedir. Birimin üst yüzeyleri yoğun kalsit damarlı olup, Megalodon ve mercan fosillidir (Bozcu 1996).

Dokanak İlişkileri: Menteşe dolomiti alttan Kasımlar formasyonu ile geçişlidir. Alakilise kireçtaşları tarafından uyumlu bir dokanakla üstlenir (Şekil 2.7, 8). Birimin kalınlığı yaklaşık 150-200 m. civarındadır (Anamas-Akseki otoktonu kesiminde, Bozcu 1996). Birimin kalınlığı Şenel ve diğ. (1996)'ne göre 300-550 metre arasında değişmektedir (Beydağları-Karacahisar otoktonu kesiminde).

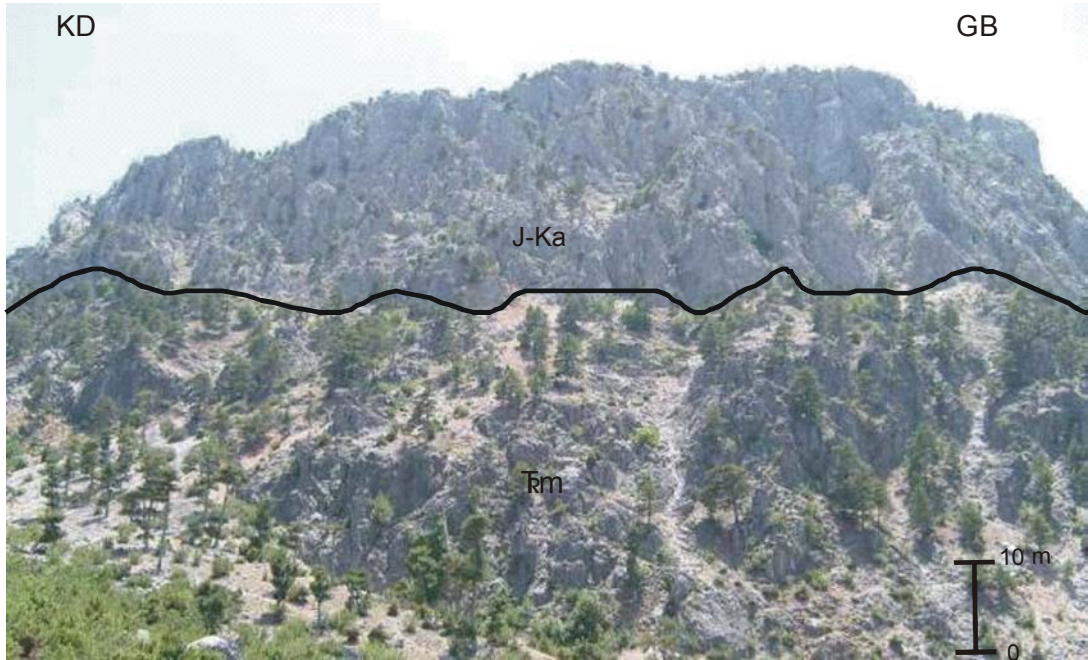
Fosil Kapsamı ve Yaşı: Birim içerisinde Megalodon ve tanımlanamayan alg ve mercan fosilleri ile birlikte şu fosiller tespit edilmiştir: Ammobaculites sp., Galeanella sp., Nodosinella sp., Endothyra sp., Ophthalmidium sp., Trocholina sp., Valvulinidae, Duostominidae, Miliolidae, Nodosariidae (Bozcu 1996).

Bu fosil kapsamına göre birimin yaşı Resiyen (Üst Triyas) olarak belirlenmiştir (Bozcu 1996).

Çökelme Ortamı: Menteşe dolomitinin yansıttığı litoloji özellikleri ve içerdiği fosil bileşenleri (Megalodon sp. ve mercan) kıyı açığı şelf ortamında, daha çok dalga tabanı altında gelişen bir çökelmenin varlığını yansıtır. Diğer taraftan Menteşe dolomitinin dokusal özellikleri ve fauna içeriği bunların ikincil dolomitler olduğunu ve daha önce çökelmiş olan sığ su karbonatlarının diyajenez sırasında dolomitleşmesi sonucunda ortaya çıktığını gösterir (Bozcu 1996).



Şekil 2.7. Mentese dolomiti (TRm) - Alakilise kireçtaşı (JKa) arasındaki uyumlu sınır ilişkisi (Sarpça Tepe, güneybatıya bakış). (Koordinatlar: X:38400E Y:54922N Z: 1518 m.)



Şekil 2.8. Mentese dolomiti (TRm) ile Alakilise kireçtaşı (JKa) arasındaki uyumlu sınır ilişkisi (Olukbaşı Mah., güneydoğuya bakış). (Koordinatlar: X:41175E Y:53002N Z: 1052 m.)

JURA-KRETASE

Karacahisar otoktonunda Jura-Kretase karbonatlarla temsil edilir. Erken Jura'dan başlayıp Geç Kretase sonuna kadar olan zaman aralığında çökelmiş olan bu karbonatları inceleme alanında Alakilise kireçtaşı ve Eşekini kireçtaşı temsil eder.

2.1.6. Alakilise kireçtaşı (JKa)

Tanım ve Dağılım: Grimsi, koyu grimsi, kalın tabakalı, karstik ayrışmalı kireçtaşlarından oluşan birim, Dumont ve Kerey (1975) tarafından yaygın yüzeylemelerinin bulunduğu Alakilise köyüne izafen “Alakilise kireçtaşı” olarak isimlendirmiştir.

Birimin yüzlek verdiği yerler Kuyucak Dağı, Sarayköy, Kuzca ve Alakilise'dir (Ek 1).

Litoloji: Birim kalın tabakalı, yer yer masif açık ve koyu grimsi, sık çatlaklı ve karstik ayrışmalı dolomitik kireçtaşları ile başlar (Şekil 2.9). Alakilise kireçtaşları içerisindeki çatlaklar sarımsı-kırmızımsı renklerde gözlenmektedir.

Alt seviyeleri bol Megalodon sp. fosilli olan birim üstte doğru oolitik ve pelletik, bazı alanlarda da biyoklastik kireçtaşlarından oluşur. En üst seviyeleri yer yer çört yumru ve bantları içerir. Üst kesimlerde rudistlerle birlikte mercan, alg ve gastropodlar bulunmaktadır (Bozcu 1996). Alakilise kireçtaşı kalın ve homojen bir karbonat istifi özelliğinde olmasına karşın birbirinden farklı fasiyes özelliklerine sahip kireçtaşlarından oluşur. Birimin içerisinde kireçtaşlarıyla aralanma gösteren kalsitik dolomitler yer alır. Kireçtaşları içerisinde fosil, pellet, ooid ve intraklast taneleri yer almakta olup, sparitik ve mikritik bağlayıcıyla allokemler tutturulmuştur (Tablo 2.3).

Dokanak İlişkileri: Birim alttan Menteşe dolomitini uyumlu bir dokanakla üstler. Üstten ise Pelajik karbonatlardan oluşan Eşekini kireçtaşları tarafından uyumlu olarak örtülür (Bozcu 1996). Birimin kalınlığı yaklaşık 400-500m'dir (Bozcu 1996).



Şekil 2.9. Alakilise kireçtaşlarından bir görünüm (Üçin Burnu batısı, Doğuya bakış).
(Koordinatlar: X:32476E Y:67325N Z: 1063 m.)

Tablo 2.3. Alakilise Kireçtaşlarından alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
Alg-1								100	Çamurtaşı
Alg-2			10					90	Çamurtaşı
Alg-3			1					99	Çamurtaşı
Alg-4	40	60							Kalsitik-Dol
Alg-5			4				15	81	Çamurtaşı
Alg-7			30					70	Vaketaşı
Alg-8	15	85							Kalsitik-Dol
Al-2			2					98	Çamurtaşı
Al-3			2	60	1	3	34		Tanetaşı
Al-4			67	3			10	20	İstiftaşı
Al-5			68		2		15	15	İstiftaşı
Al-9								100	Çamurtaşı
Al-31	85	15							Dolomitik-Kçt
Al-32			30				40	30	Vaketaşı
Al-33			5				45	50	Çamurtaşı
Ald-1a								100	Çamurtaşı
Ald-1b			59	3		3	35		Tanetaşı
Ald-2			7	46		2	15	30	İstiftaşı
Ald-4							100		Kristalin-Kçt
Ald-5							15	85	Çamurtaşı
Ald-6								100	Çamurtaşı
Ald-7			2	5			40	53	Çamurtaşı
Ald-9			2	20			15	63	Vaketaşı
Ald-10							20	80	Çamurtaşı

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Alakilise kireçtaşı Lias-Geç Kretase zaman aralığına ait makro ve mikro fauna bakımından oldukça zengindir. Alg, mercan, gastropod, bivalv ve Bryozoa yığılımlarına rastlanılmaktadır (Bozcu 1996). Birimin taban kesimlerinde Lias'ı belgeleyen Megalodon sp. ile Lithitis sp. ve Paleodascyladus sp. orta kesimlerinde Geç Jura'yı belgeleyen Clypeina sp., üst kesimlerinde ise Senomanien'i karakterize eden rudistler görülmektedir (Bozcu 1996).

Çökelme Ortamı: Alakilise kireçtaşı egemen olarak Megalodon sp., mercan, Clypeina sp. ve Thamapora sp. gibi sığ denizel karbonat ortamını yansıtan fauna ve flora kalıntıları içerir. Alakilise kireçtaşlarının yansıttığı dokusal özellikler ve içerdiği fosil bileşenler Wilson'un (1975) karbonat çökelme modeli gözetildiğinde bunların kıyı yakını açık şelf ortamında zaman zaman dalga tabanı üstünde kalan koşullarda depolanmış olabileceğini gösterir (Bozcu 1996).

2.1.7. Eşekini kireçtaşı (Ke)

Tanım ve Dağılım: İnce-orta tabakalı pelajik özellikteki kireçtaşlarından oluşan birim ilk olarak Dumont ve Kerey (1975) tarafından adlandırılmıştır. Dumont (1976) tarafından birimin ayrıntılı stratigrafisi ortaya konmuştur. Birim inceleme alanında Arpatarla Tepe, Burçakbeleni Tepe, Öbektaş Mah. güneybatısı ve Sıktoru Tepe civarında yüzlek vermektedir (Ek 1).

Litoloji: Birim egemen olarak grimsi, sarımsı, kırmızımsı, beyaz ve bej renklerde, ince-orta ve düzgün tabakalı pelajik özellikteki mikritik ve killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Şeyl ve kıltaşı ara seviyeleri kireçtaşı içinde olağan olarak gözlenir. Birim yerel olarak çört arakatlıdır (Şekil 2.10).

Birimin alt kesimleri genelde ince-orta tabakalı mikritik kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve kalkarenitlerle başlamasına karşın, bazı alanlarda çakıllı ve breşik kalın bir kireçtaşıyla başlar. Birimin en üst bölümünde killi kireçtaşı ve marnlar yer alır (Bozcu 1996). Kireçtaşları içerisinde allokemlerden fosil parçaları ve intraklast egemen olarak görülmektedir (Tablo 2.4).

Dokanak İlişkileri: Eşekini kireçtaşları alttaki Alakilise kireçtaşlarına ait karbonatları uyumlu bir dokanakla örter, Antalya Naplarını oluşturan ofiyolit

karmaşığına ait allokton kayalar tarafından tektonik bir dokanakla üzerlenir. Birimin kalınlığı yaklaşık 175m’dir (Bozcu 1996).

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Eşekini kireçtaşının mikritik kireçtaşlarında yaygın olarak bulunan pelajik foraminiferler Globotruncana türlerine göre birimin yaşının Üst Kretase olduğu belirlenmiştir (Bozcu 1996).



Şekil 2.10. Eşekini kireçtaşları içerisindeki çört (Ç) ara tabakalarından bir görünüm (Müminler Mah. batısı). (Koordinatlar: X:33000E Y:70610N Z: 1187 m.)

Tablo 2.4. Eşekini formasyonundan alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	İntrakt ast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
Eş-1	40	60							Kalsitik-Dol
Eş-2						3	15	82	Çamurtaşı
Eş-3			2				5	93	Çamurtaşı
Eş-4	83	17		17	1		10	55	Dolomitik-Kçt
Eş-5			1				15	84	Çamurtaşı
Eş-6			15				10	75	Vaketaşı
Eş-7			35					65	Vaketaşı-istiftaşı
Eş-9	55	45	55						Dolomitik-Kçt
Eş-10-1			15					85	Vaketaşı
Eş-10-2			15					85	Vaketaşı
Eş-11	80	20	10					70	Dolomitik-Kçt
Eş-12	75	25	20					55	Dolomitik-Kçt
Eş-13	80	20	20					60	Dolomitik-Kçt

Çökelme Ortamı: Eşekini kireçtaşı egemen olarak ince tabakalı mikritik kireçtaşlarından ve çört arakatkılarından oluşur. Birim egemen olarak Globotruncana sp. içeren zengin bir mikrofauna bileşenlerine sahiptir. Eşekini kireçtaşının yansıttığı litoloji özellikleri ve mikrofosil içeriği Wilson (1975) modeli çerçevesinde bunların havza fasiyesinde ve pelajik koşullarda çökelmiş karbonatlar olabileceğini yansıtır (Bozcu 1996).

2.2. Allohton Birimler

SENOZOYİK

2.2.1. Antalya napları

İnceleme alanında geniş bir alanda yayılım gösteren allohton kaya birimleri büyük bölümüyle düzensiz iç yapı özelliği gösteren pelajik ve neritik tortullar ile ofiyolitik kayalar ve platform tipi karbonatlardan oluşmaktadır.

Çoğu yerde birbirleriyle tektonik dokanaklar oluşturan bu allohton birimler kendi içinde birbirinden farklı litolojik özelliklere sahip bileşenlerden yapıldır.

Önceki çalışmacılar tarafından Antalya napları (Brunn ve diğ. 1971), Antalya Karmaşığı (Woodcock ve Robertson 1977), Antalya Birliği (Özgül 1976) gibi isimlerle tanımlanan allohton birimler bu çalışmada Antalya napları şeklinde tanımlanmıştır. Antalya napları içinde egemen kaya bileşenleri göz önünde bulundurularak dört ayrı birim saptanmıştır (Bozcu 1996). Bunlar; Öbektaş formasyonu, Ispartaçay formasyonu, Kızıldağ peridotiti ve Akkaya kireçtaşıdır.

2.2.1.1. Öbektaş formasyonu (J-Kö)

Tanım ve Dağılım: Öbektaş formasyonu, Antalya naplarının en alt bölümünü oluşturur. Birim değişik boyda ve türde olistolitler içeren vahşi filiş özelliğindedir. Birim inceleme alanında Öbektaş civarında yüzlek vermektedir (Ek 1).

Litoloji: Birim matriksini kumtaşı, kıltaşı ve şeylerin oluşturduğu serpantin, spilitik lav, radyolarit, çört ve çört yumrulu kireçtaşı bloklarından oluşan

olistostromal karmaşık bir iç yapı sunmaktadır. Alacalı rengiyle diğer birimlerden kolayca ayrılır (Şekil 2.11).



Şekil 2.11. Öbektaş formasyonundan bir görünüm (Öbektaş Mah., Kuzeybatıya bakış). (Koordinatlar: X:33682E Y:72075N Z: 1248 m.)

Birimden alınan numuneden yapılan ince kesitin petrografik incelemesi:

Plajioklas=%3 Plajioklas mikrolitleri=%30 Klinoproksen=%15

Klorit=%8 Opak mineral=%2 Volkanik cam=%35 Ortopiroksen=%7

Kayacın Adı= Spilit

Tane durumuna göre-Porfirik

Doku= Kristallenme derecesine göre-Hipokristalin,

Dokanak İlişkileri: Öbektaş formasyonu alttan ve üstten tektonik dokanaklarla sınırlandırılmıştır. Birim Eşekini kireçtaşı, Alakilise kireçtaşı ve Menteşe dolomitini tektonik olarak üzerlemektedir. Üst dokanağı ise Ispartaçay formasyonunun pelajik çökelleri tarafından tektonik olarak üzerlenir. Kalınlığı yaklaşık 100-150 m. civarındadır (Bozcu 1996).

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Şenel ve diğerleri (1992), Öbektaş formasyonuna ait çört yumrulu kireçtaşlarında şu fosillere rastlamıştır; Galenella sp., Costifora sp., Reophax sp., Eggerella sp., Glomospira sp., Orbitolina sp., Gaupilaudina sp. Bu fosil içeriği göre birimin yaşı Resiniyen-Senoniyen'dir (Bozcu 1996).

Çökelme Ortamı: Öbektaş birimi yansıttığı litoloji özellikleri bakımından daha çok melanj karakteri taşıyan karmaşık iç yapılı olistostromal özellikteki kaya kümesinden oluşur. Birim içindeki bloklar filişten oluşan matriks içerisinde düzensiz olarak bulunur. Öbektaş formasyonunun yansıttığı bu özellikler sualtı oturma ve kaymalarının egemen olarak geliştiği duraysız havza koşullarının varlığını gösterir. Birim düşey ve yanal yöndeki özellikleri daha çok yitim kuşağında gelişen depolanma koşullarını belgeler. Öte yandan birimin oldukça fazla karmaşık iç yapı özelliği göstermesi bunların sürekli aktarılan ve yer değiştiren ilksel yapı özelliklerinin tümüyle silinmiş kaya kümeleri olabileceğini gösterir.

2.2.1.2. Ispartaçay formasyonu (TR1)

Tanım ve Dağılım: İnceleme alanında başlıca bitkili kumtaşı, killi kireçtaşı, radyolarit-çört, yastık lav, pelajik kireçtaşı ve türbiditik kireçtaşı ardalanmasından oluşan birim çeşitli araştırmacılar tarafından farklı isimler altında tanımlanmıştır. Birime, Altınlı (1944) filişimsi seri, Holzer (1955) Hornştayn serisi, Colin (1955) Şisto-radyolarit serisi, Kalfatçıoğlu (1973) Triyas ritmik serisi, Poisson (1977) Ispartaçay formasyonu, Marcoux (1979) Alakırçay birimi adını vermiştir. Bu çalışmada Ispartaçay formasyonu adı benimsenmiştir.

Birimin tektonik hareketlerden fazlaca etkilenmiş olması kaya bileşenlerinin ilksel stratigrafik yapısının belirlenmesini güçleştirmektedir. Birim inceleme alanında Koçular, Katıpköy, Yakaavşar, Yılanoğlu Tepe, Sorkun Tepe, Kocabelen Tepe ve Gökçebel Tepe civarında yüzlek vermektedir (Ek 1).

Litoloji: Ispartaçay formasyonu birbiriyle yanal ve düşey geçişli olan egemen olarak kumtaşı, radyolarit, çört ve pelajik kireçtaşlarından oluşan derin denizel tortullardan meydana gelmektedir.

Kumtaşı; Sarımsı, açık kahvemsî ve grimsî renklerde, ince-orta tabakalı ve bol miktarda kömürleşmiş bitki kalıntıları içerir.

Olistostromal çakıltaşı; Formasyonun değişik seviyelerinde çakıltaşı depolanmaları şeklinde bulunur. Orta-iyi yuvarlaklamış başlıca kumtaşı ve kireçtaşı çakıllarından oluşur. Killi bir matriks bileşimine sahip olup, kötü boylanmalıdır (Bozcu 1996).

Çört; Egemen olarak kırmızımsı yer yer siyahımsı ve yeşilimsi renklerde, ince-orta tabakalı, yersel olarak mangan içerir (Bozcu 1996).

Yastık lavlar; Formasyonun her seviyesinde, özellikle radyolarit ve çörtlerin yoğun olduğu kesimlerde gözlenir. Siyahımsı-yeşilimsi renkli, mikrokristalin dokulu ve yerel olarak yastık yapısı sunan bazaltik lavlarla temsil edilir (Bozcu 1996).

Pelajik kireçtaşı; Kırmızımsı-pembemsi renkli, ince-orta tabakalı, kıltaşı araseviyeli, mikritik dokulu, ammonit ve belemnit fosilleri içerir. Yanal ve düşey yönde radyolarit ve çörtlere geçiş gösterir (Bozcu 1996).

Dokanak İlişkileri: Ispartaçay formasyonu çalışma alanında Karacahisar otoktonunun değişik birimleri (Alakilise kireçtaşı, Eşekini Kireçtaşı; Şekil 2.12) ile Öbektaş formasyonunu tektonik olarak üzerlemektedir. Kızıldağ peridoti ve Akkaya kireçtaşı Ispartaçay formasyonuna ait bileşenleri yine tektonik olarak üzerlemektedir.

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Birimin yaşı daha önceki araştırmacılar (Poisson 1977; Akbulut 1980; Şenel ve diğ. 1981; Waldron 1982) tarafından Üst Triyas olarak belirlenmiştir. Bu çalışmada da bu yaş verilmiştir.

Çökeltme Ortamı: Ispartaçay formasyonunu oluşturan bileşenler birimin zaman zaman denizaltı volkanizmasının ve türbiditik akıntıların etkin olduğu derin denizel koşullarda çökeldiğini belirtir. Birim içerisinde olistostromal çakıltaşlarının yaygın oluşu su altı oturma ve kaymalarının egemen olduğu duraysız havza koşullarının varlığını yansıtır. Diğer taraftan sığ denizel oluşumlarla derin denizel çört, radyolarit ve manganlı çamurtaşlarının belli bir stratigrafik kurala bağlı olmadan birlikte bulunması Ispartaçay formasyonunu oluşturan bileşenlerin ilksel stratigrafik konumlarının tektonik etkilerle bozulmasını ve bunun sonucunda birimin karmaşık bir iç yapı kazanmasıyla açıklanabilir.



Şekil 2.12. Ispartaçay formasyonu (TR1) - Eşekini kireçtaşı (Ke) arasındaki bindirme sınırından bir görünüm (Karskütük Tepe güneydoğusu, Kuzeybatıya bakış). (Koordinatlar: X:32727E Y:70652N Z: 1163 m.)

2.2.1.3. Kızıldağ peridotiti (Kk)

Tanım ve Dağılım: Çoğunluğu serpantinleşmiş harzburjit ve dunitlerin oluşturduğu peridotitler Juteau (1975) tarafından Kızıldağ harzburjit adıyla tanımlanmıştır. Bozcu (1996) birimi Kızıldağ peridotiti olarak incelemiştir. Birim inceleme alanında Çamlıdüz Tepe ve Yumrusırt Tepe civarında yüzlek vermektedir (Ek 1).

Litoloji: Kızıldağ peridotiti çoğunlukla harzburjit, dunit, ve serpantinitleşmiş harzburjit ve dunitlerle oluşur. Serpantinitleşmiş harzburjit yeşilimsi-siyahımsı görünümüne ve sık çatlaklıdır. Harzburjit yeşilimsi-siyahımsı, sık çatlaklı ve serpantinleşmeden korunmuş kesimlerde gözlenmektedir. Dunit yağimsi görünümü ve sarımsı-açık yeşilimsi görünümüyle serpantinitleşmiş harzburjitten ayrılmaktadır (Şekil 2.13).

Birimden alınan numuneden yapılan ince kesitin petrografik incelemesi:

Olivin=%89 Klinopiroksen=%5 Serpantin=%5 Opak Mineral=%1

Kayacın Adı= Dunit

Doku= Holokristalin, Tanesel



Şekil 2.13. Kızıldağ peridotinden bir görünüm (Çamlıdüz Tepe güneybatısı).
(Koordinatlar: X:31047E Y:79400N Z: 1623 m.)

Dokanak İlişkileri: Kızıldağ peridotiti altta Ispartaçay formasyonuna ait pelajik ve yarı pelajik birimleri düşük açılı bir tektonik dokanakla üzerlemektedir. Birimin üzerine yine tektonik bir dokanakla Akkaya kireçtaşı gelmektedir.

Fosil Kapsamı ve Yaşı: İnceleme alanındaki Kızıldağ peridotitinin ve Antalya Napları içindeki benzer ofiyolit ve türevlerinin oluşum yaşı ve yerleşim zamanı konusunda farklı görüşler bulunmaktadır. Araştırmacıların büyük bölümü Doğu Akdeniz'deki bütün ofiyolitlerin köklerinin İzmir-Ankara-İlgaz-Erzincan ve Zagros ofiyolitik kenet kuşaklarından türediğini ve bu kenet kuşağından türeyen ofiyolitlerin Geç Senamoniye'de Anatolid-Torid platformu üzerine itilerek yerleştiğini savunurlar (Ricou 1971; Ricou ve diğ. 1974, 1975, 1979; Gutnice ve diğ. 1979). Bu görüşü savunan Orsay grubu jeologlarına göre Doğu Akdeniz hiçbir dönemde okyanusal bir tabana sahip olmamış, Orta Triyas-Geç Kretase aralığında daha çok kıta içi bir rift veya bir ön çukur (Brunn 1979) olarak kabul edilmektedir. Diğer taraftan; Dilek ve Rowland (1993) Isparta açısı içindeki ofiyolitlerin bölgede Erken Triyas-Jura döneminde açılmaya başlayan ve Geç Kretase-Erken Paleosen'de kapanan ve güney Tetis'in kuzeye doğru uzanmış bir kolu durumunda olan okyanusun kapanması sonucunda şimdiki yerlerine yerleştiklerini vurgularlar.

Şengör ve Yılmaz (1983)'a göre Doğu Akdeniz Karniyen-Noriyen esnasında açılmaya başlamış ve Neo-tetis okyanusunun güney kolu olarak Kretase'de okyanusal aşamaya ulaşmıştır. Yazarların büyük bölümü Antalya Naplarının ofiyolitik birimlerin Geç Kretase-Erken Paleosen döneminde kıtasal kabuk üzerine yerleştiğini savunurlar.

İnceleme alanında Eşekini kireçtaşıdan derlenen örneklerin fosil bulgularının Üst Kretase'yi (Kampaniyen-Maastrichtiyen) göstermesi ve Antalya naplarına ait ilk dilimin üzerine itilmiş olması, bölgedeki nap yerleşimlerinin Geç Kretase'de veya Geç Kretase-Erken Paleosen'de başladığını göstermektedir.

2.2.1.4. Akkaya kireçtaşı (J-Kak)

Tanım ve Dağılım: Birim egemen olarak açık grimsi-sarımsı, masif yapılı, sık çatlaklı ve karstik ayrışmalı kireçtaşlarından oluşur. Brunn ve diğ. (1971) birime ait kireçtaşlarını Antalya üst nap dilimi içinde tanımlamıştır. Dumont ve Kerey (1975) birimi Dulup birliği içerisinde Dulup kireçtaşı olarak isimlendirmiştir. Bozcu (1996) birimi en iyi yüzeylediği Akkaya Tepe'ye istinaden Akkaya kireçtaşı olarak isimlendirmiştir. Birim inceleme alanında Akaya Tepe civarında yüzlek vermektedir (Ek 1).

Litoloji: Akkaya kireçtaşı alt seviyeleri dolomitik olup üste doğru kireçtaşlarından oluşur. Kireçtaşları açık grimsi, sarımsı, masif yapılı ve bol çatlaklıdır. Birim yersel pelletik kireçtaşından yapılı olup egemen olarak istif ve mikritik özellikteki karbonat çamurtaşından oluşur (Dumont ve Kerey, 1975). Alttan üste doğru kireçtaşı içerisinde dolomitik, oolitik resifal ve algli fasiyesler ayırt edilmiştir (Bozcu 1996). Pekuz (1991) inceleme alanının batısında bulunana Dulup dağında birime karşılık gelen karbonat istifini ayrıntılı olarak incelemiş ve istifi alttan üste doğru dolomit fasiyesi, çamurtaşı ve vaketaşı fasiyesindeki karbonatlardan yapılı olduğunu ortaya koymuştur.

Dokanak İlişkileri: Akkaya kireçtaşı, Kızıldağ peridotiti ve Antalya naplarını tektonik olarak üzerler. Görünür kalınlığı yaklaşık 250-300 m.'dir (Bozcu 1996).

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Dumont ve Kerey (1975) Akkaya kireçtaşı'nın eşdeğeri olan kireçtaşı'nda Üst Jura-Alt Kretase yaşlı mikrofosiller saptamışlardır. Bu incelemede de birimin yaşı Üst Jura-Alt Kretase kabul edilmiştir.

Çökelme Ortamı: Akkaya kireçtaşı yansıttığı litoloji özellikleri bakımından daha çok platform düzlüğünde gelişen bir karbonat çökelinin varlığını yansıtır. Akkaya kireçtaşı'nın bölgedeki konumu allohton bir kütle durumundadır. Kireçtaşı'nın litoloji özellikleri daha çok Dulup karbonat istifleriyle benzerlik sunmaktadır.

2.3. Neo-Otokton Birimler

2.3.1. Aksu formasyonu (Ta)

Tanım ve Dağılım: Egemen olarak çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşı ile yersel olarak resifal kireçtaşı arakatkılarından oluşan birime, Poisson (1977) tarafından Aksu formasyonu adı verilmiştir. Bu çalışmada da aynı isim benimsenmiştir. Birim inceleme Piyadegeçer Mevkii, Gaylı Tepe (1430 m.), Namazlağı Tepe (1366.m.) civarında yüzlek vermektedir (Ek 1).

Litoloji: Aksu formasyonunun alt kesimleri kahverengimsi ve kırmızımsı olabilen orta-kalın tabakalı, kötü boylanmalı ve orta-iyi yuvarlaklaşmış polijenik çakıltılarından oluşmaktadır (Şekil 2.14). Kum, silt ve kil boyutundaki ince kırıntılardan oluşan ara madde yanı sıra karbonat çimento bağlayıcı madde olarak bulunur. Birim üste doğru kumtaşı ve şeyl araldanması şeklindeki türbiditik fasiyesteki çökellerle temsil edilir. Seyrek olarak killi kireçtaşı mercekleri içeren Aksu formasyonunun en alt bölümünde linyit arakatkıları gözlenmektedir. Birimin üst seviyelerine doğru yersel olarak bol denizel makro organizma yığılımları (Ostrea kavkıları) gözlenir (Bozcu 1996).

Dokanak İlişkileri: Aksu formasyonu inceleme alanında Alakilise kireçtaşları (Şekil 2.15), Menteşe dolomiti ve Kasımlar formasyonunu açılı uyumsuz olarak örtmektedir. Birimin inceleme alanındaki kalınlığı 200-250 m. civarındadır (Bozcu 1996).

Fosil Kapsamı ve Yaşı: Şenel ve diğ. (1992) formasyonunun kumtaşı, marn ve killi kireçtaşlarında bulduğu fosillere göre birimin yaşının Tortoniyen olduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 2.14. Aksu formasyonu içerisindeki konglomeralardan bir görünüm (Piyadegeçer mevki güneydoğusu). (Koordinatlar: X:43005E Y:54063N Z: 910 m.)



Şekil 2.15. Aksu formasyonu (Ta) - Alakilise kireçtaşı (JKa) arasındaki sınır ilişkisi (Karakaya Yaylası, güneye bakış). (Koordinatlar: X:42975E Y:53950N Z: 925 m.)

Çökelme Ortamı: Aksu formasyonu altta egemen olarak çakıltası üstte ise türbiditik kökenli kumtaşı-şeyl ardalanmasından yapılıdır. Bu stratigrafik özellikler giderek derinleşen transgresif havza koşullarının varlığını yansıtır.

2.3.2. Alüvyon (Qal)

İnceleme alanında Kuvaterner yaşlı oluşuklar başlıca bazı büyük akarsu yataklarının belirli kesimlerinde ve faylarla gelişen çöküntü alanlarında depolanmıştır. Tutturulmamış köşeli-yarı köşeli çakıl, kum ve killerden oluşur. Birim inceleme alanında Menteşe Mah., Fındık Mah. ve Pınargözü Mah. civarında yüzlek vermektedir (Ek 1).

2.4. Isparta Açısının Tektonik ve Paleocografik Gelişimi

Isparta Açısı Antalya körfezinin yapısına uyan ve bir “V” şekli sunan bölgesel ölçekli coğrafik bir yapının adıdır. Isparta Açısının doğu kanadında Anamas-Akseki platformu, batı kanadında ise Beydağları platformu yer alır. Toros Dağ kuşağının en önemli bölümünü oluşturan bu platform Dilek ve Rowland’e (1993) göre Erken Triyas-Jura dönemi boyunca parçalanmış ve kuzeydoğu gidişli bir riftleşme başlamıştır.

Erken Triyas’ta başlayan riftleşme Geç Kretase dönemi sonuna kadar devam etmiştir. Basamak şekilli fayların kontrolünde gelişen okyanuslaşma süreci Geç Kretase döneminde maksimum seviyeye ulaşmıştır. Bu dönemde okyanus ortası sırtın her iki tarafında deniz dibi yayılması gelişmiş ve sırtın her iki çevresinde pelajik tortullar çökelmiştir.

Maastrichtiyen sonunda Isparta Açısı D-B doğrultulu sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kalmıştır. Daha sonra Isparta Açısının iç kısmında okyanus açılımı başlamıştır. Bu okyanusun kapanması sonucu okyanusal kabuğu oluşturan ofiyolitler ve eşlik eden derin denizel tortullar allokton naplar şeklinde Isparta Açısını çevreleyen platformlar üzerine itilmiştir. Böylece Isparta Açısının iç kısmında yer alan ve Antalya napları olarak isimlendirilen allokton ofiyolitli oluşuklar doğuda Anamas-Akseki platformu üzerine, batıda ise Beydağları platformu üzerine yerleşmişlerdir. Dilek ve Rowland’a (1993) göre Isparta Açısını çevreleyen

Beydağları ve Anamas-Akseki platformları gerçekte pasif kıta kenarı özelliğine sahip platformlardır.

Isparta Açısını Geç Kretase-Erken Paleosen dönemi boyunca etkilemiş olan D-B yönlü sıkışma kuvvetleri Paleosen'den sonra yön değiştirmişlerdir. Özellikle Oligosen'den sonra KD ve KB yönlü sıkışma kuvvetlerinin Isparta Açısını etkilemesi sonucunda, Isparta Açısının doğu ve batı kanatları üzerinde birbirine paralel gelişmiş birçok bindirmeler meydana gelmiştir. Bu tektonik rejimin Tersiyer sonuna kadar devam etmesi sonucunda, Beyşehir-Hoyran napları Isparta Açısının doğu kanadı üzerine; Likya napları ise Isparta Açısının batı kanadı üzerine bindirmişlerdir. Bu arada Oligosen'de kuzey yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisiyle bu bindirme düzlemlerinin güneye bakan yamaçlarında kalın molas oluşumları depolanmıştır.

Özellikle Isparta Açısını etkileyen KD yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisiyle Anamas-Akseki ve Beydağları platformuna ait karbonat kütleleri yeniden devinerek yer yer Antalya napları üzerine itilmişleridir. Diğer taraftan Geç Tersiyer döneminde gelişen benzer tektonik hareketlerin Davras Dağı ve Dulup Dağı yörelerinde gözlemlendiği değişik araştırmacılar tarafından (Poisson ve diğ. 1984; Robertson 1993; Waldron 1982) bildirilmiştir.

2.5. Toros Karbonat Platformu'nun Tanımı ve Genel Özellikleri

Batıda Mandalya Körfezi dolayından başlayıp, doğuya doğru düzensiz bükümler yaparak Beydağları, Barladağ, Kılınçlağın Dağı, Hoyran gölü yöresi, Anamas Dağları, Akseki, Silifke, Beledik - Aladağ - Tufanbeyli ve Munzur Dağları boyunca uzanır. Değişik boyutlu pencereler biçiminde (Ricou 1980) gözlenen ve egemen kaya türü genelde sıg denizel özellikli Paleozoyik - Mesozoyik ve Erken Tersiyer yaşlı karbonatlardan oluşan yüzlekler Toros Karbonat Platformu olarak adlandırılmıştır. Aynı kuşak, «Toros Kireçtaşı Ekseni» (Ricou 1980) ve paleocoğrafik bölge anlamında, «Tetis yükseltisi güney yamacı» (Güvenç 1981) olarak da adlandırılmıştır.

Genelde göreceli otokton (para - otokton) özellikte olan Toros Karbonat Platformu, değişik jeoloji zamanlarında, kısa ya da uzun süreli stratigrafik boşluklar sunmakla birlikte, yukarıda belirtilen dağılım alanının birbirinden uzak ya da yakın

farklı alanlarında, Kambriyen öncesinden Geç Eosen'e değin değişik yaş ve özellikte kaya türlerinden oluşmuş istifler sunar (Blumenthal 1944, 1947, 1956; Ketin 1964; Demirtaşlı 1967, 1973; Graciansky 1968; Martin 1969; Haude, 1969; Brunn 1974; Dumont ve Kerey 1975; Özgül 1976; Monod 1977; Poisson 1977; Demirkol 1977; Gedik ve diğ. 1979; Yalçın 1980; Ricou 1980). Bu istifler içinde gözlenen stratigrafik boşluklar ise, örneğin Orta Amanoslarda Kambriyen tabanı, Orta Silüriyen - Üst Devoniyen arası ve Triyas'ın tabanında (Yalçın 1980); Tufanbeyli dolayında Alt Ordovisiyen - Silüriyen, Triyas - Doger, Malm – Senoniyen - Lütésiyen arasında (Özgül 1976); Mut - Silifke – Ermenek dolayında Ordovisiyen - Silüriyen, Silüriyen – Orta Devoniyen ve Triyas - Üst Jura arasında (Gedik ve diğ. 1979); daha batıda Sultandağ'da Alt Ordovisiyen - Devoniyen, Karbonifer - Permien, Permien - Orta Triyas ve Üst Triyas - Malm arasında (Demirkol ve diğ. 1977); Eğridir dolayında Kambriyen Devoniyen ve Karbonifer-Triyas arasında (Dumont ve Kerey 1975); Seydişehir yöresinde Ordovisiyen - Triyas ve Triyas - Üst Jura arasında (Monod 1977); Homa - Akdağ'da Paleozoyik - Liyas arasında (Öztürk 1981); Milas - Tavas bölgesinde Üst Jura – Üst Kretase arasında (Özgül 1976); Bodrum ve Karadağ çevresinde Permien - Triyas arasında ve Antalya batısındaki Tahtalıdağ'da Permien'in tabanı ve Turoniyen'in tavanında (Brunn ve diğ. 1971) gözlenmiştir. Görüldüğü gibi, Toros Karbonat Platformu'ndaki stratigrafik boşluklar, genel olarak Üst Karbonifer ile Alt Triyas'a rastlamaktadır. Bu bakımdan Mesozoyik transgresyonu Toroslar'da önemli bir paleocoğrafik gelişmedir. Karbonat platformunun diğer özellikleri aşağıdaki şekilde özetlenebilir (Koçyiğit 1981):

1) Genel olarak, Toroslar'da Paleozoyik yaşlı birimler üzerine, Triyas - Üst Lütésiyen yaşlı bir Mesozoyik - Alt Tersiyer istifi uyumsuzlukla (diskordan olarak) gelmektedir. Toros Karbonat Platformu'nun Kambriyen öncesinden Triyas'a değin olan çökelleri, düşük dereceli bölgesel başkalaşım geçirmiş kireçtaşı, şeyl, kumtaşı, çakıltası ve kuvarsit olup, platformun asıl sığ denizel kökenli karbonatları Geç Triyas - Geç Lütésiyen aralığında çökelmiştir. Toros Karbonat Platformunu tektonik olarak üzerleyen ve değişik ortamları yansıtan kaya toplulukları (Toros Ofiyolitli Karışığı) ve onları da örten genç Neojen çökelleri bir yana bırakılırsa, platformun Geç Lütésiyen hatta Geç Miyosen'e değin, yer yer karalaşan kesimleri dışında, genel olarak sığ bir denizle kaplı olduğu, bu platformda yüzeyleyen kaya türlerinden

kolayca anlaşılır. Diğer taraftan sığ ve derin deniz tortulları arasında sistemli, normal ilişkili ve büyük boyutlu dokanaklar çizmek hemen hemen olanaksız olup, iki fasiyes arası genellikle tektonik ilişkili ve derin deniz fasiyesleri çoğunlukla dar çanaklara özgüdür.

2) Toros Karbonat Platformunda, Mesozoyik transgresyonunun tabanı Alt Triyas - Malm arasında değişir.

3) Tüm transgresif serinin tabanı, özellikle Triyas ve Liyas'da kırıntılılarla başlar.

4) Tüm Mesozoyik istifinin egemen kaya türü sığ deniz kökenli karbonatlardır.

5) Platform tortullarının değişik stratigrafik düzeylerinde (Devoniyen, Senoniyen'in tabanı ve Akitanien'in tabanında) boksit oluşumlarıyla simgelenen çökmezlikler (diastemler) ayırtman bir özelliktir.

6) Doger - Malm sırasında diyabaz, yastık lav ve dasit kayalarının dayk ve silleri karbonatlara eşlik eder.

7) Liyas sırasında, Tetis okyanusunun güney kıta kenarına özgü bentik foraminiferlerden Orbitopsella sp. karbonatlar içinde yaygındır.

8) Üst Triyas-Jura istiflerinde Ammonitiko - Rosso fasiyesine sık sık rastlanılır.

9) Geç Jura - Lütisen aralığında değişik yörelerde ve dar çanaklar biçiminde yüzeyleyen Calpionella'lı çört yumrulu-bandlı ve Globotruncana'lı çamurtaşlarıyla temsil edilen derin deniz fasiyesine rastlanılır.

10) Geç Triyas- Geç Jura, Senoniyen-Maastrichtiyen ve Paleosen-Lütisen sırasında üç resif fasiyesi gelişmiş olup, bunlardan Senoniyen - Maastrichtiyen aralığında gelişen ve kıyı resifi özelliğinde olan en yaygını ve tüm güney Alp kuşağının ortak özelliğidir (Laubscher ve Bernoulli 1977; Koçyiğit 1981).

11) Mesozoyik-Alt Tersiyer istifi, yer yer yastık lav içerikli olistosrom-türbidit türü flişle sonlanır ve Toros ofiyolitli karışığı tarafından tektonik bir dokanakla üstlenir.

12) Toros Karbonat Platformu'nun yer yer Geç Jura ve Maastrichtiyen'de normal blok faylanmaya uğramış olduğu gözlenir.

13) Toros ofiyolitli karışığı, Toros Karbonat Platformu üzerine Maastrichtiyen sonu Paleosen başı, Lütesiyen sonu ve Burdigaliyen sonunda olmak üzere üç ayrı evrede yerleşmiş olup, özellikle son iki yerleşim aşamasında, otokton karbonat platformu ekaylanarak ilksel konumunu (otokton özelliğini) yitirip yarı otokton özelliğe bürünmüştür.

14) Platformun günümüzdeki yer biçimi, genel olarak Oligosen sonunda başlayıp günümüzde de sürmekte olan neotektonik olaylarla oluşmuştur.

15) Toros Karbonat Platformu ile Afrika-Arap Platformu arasında Paleozoyik sırasında daha çok, Mesozoyik-Tersiyer sırasında ise daha az benzerlikler vardır (Beydoun 1977; Neev ve Ben - Avraham, 1977; Shazly 1977).

3. YAPISAL JEOLJİ

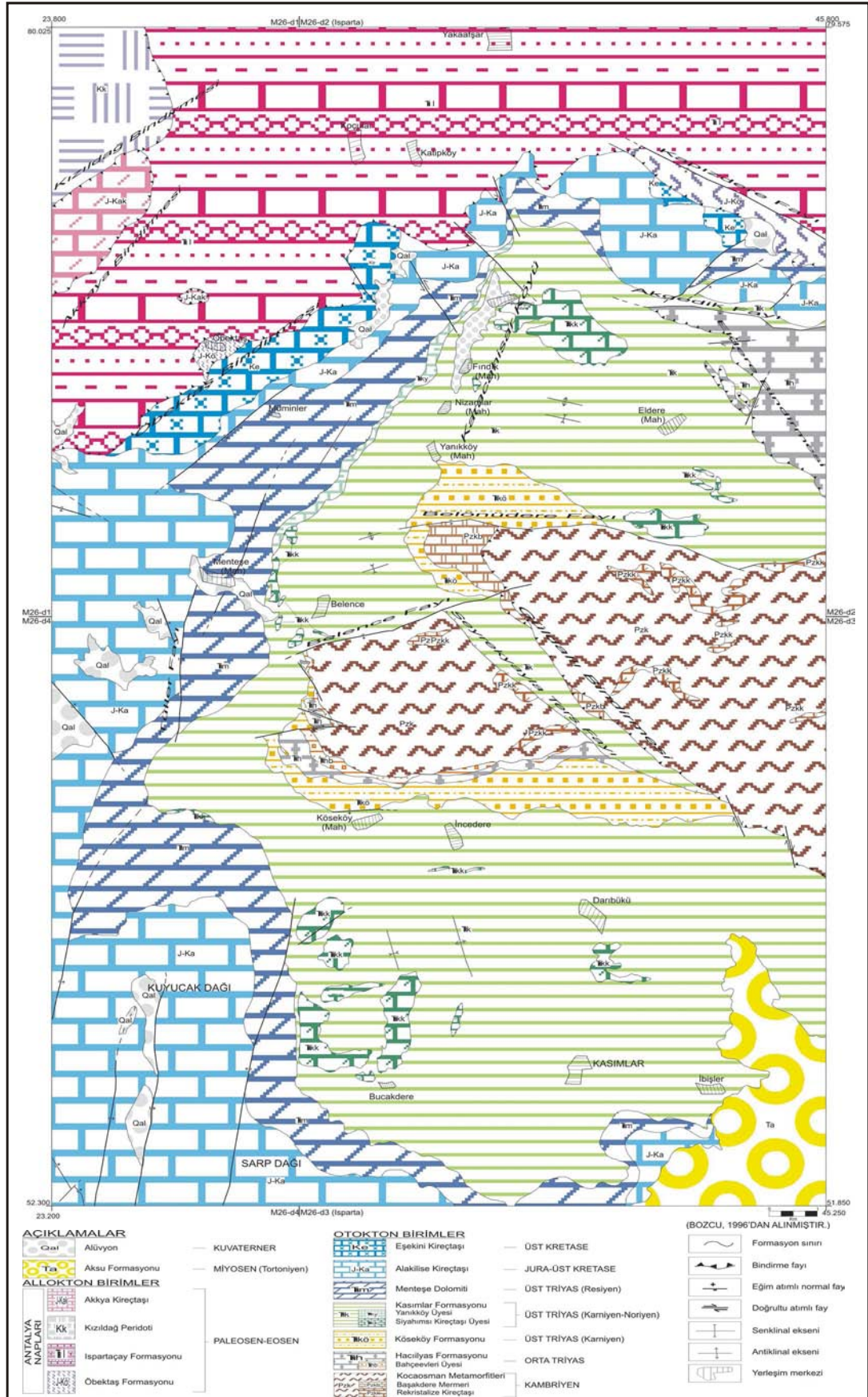
Isparta bükümünün iç kesiminde yer alan inceleme alanında Paleozoyik'ten günümüze kadar oluşmuş sedimanter, mağmatik ve metamorfik olmak üzere her üç ana kaya grubuna ait birimler bulunmaktadır. Bu birimlerin bir bölümü otokton, bir bölümü de allokton konumludur.

Batı Torosların bu bölümünde değişik evrelerde gelişen yapısal deformasyonlar ve buna karşılık farklı davranışlar gösteren çeşitli kaya birimlerinin bulunması oldukça karmaşık yapıların oluşmasına neden olmuştur. İnceleme alanı bugünkü konumunu büyük ölçüde Geç Kretase ve sonrasında kazanmış olmasına karşın, metamorfik birimler Geç Kretase öncesi yapısal hareketlerin (Kimmeriyen hareketleri) izlerini taşımaktadır. İnceleme alanındaki Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimlerin çökelişi Alpin orojenezi öncesine ait deformasyon yapılarının denetimi altında gelişmiş olmalıdır (Bozcu 1996).

Isparta bükümü olarak bilinen bölgesel ölçekli yapının batı kanadında Likya napları (Graciansky 1968), doğu kanadında Beyşehir-Hoyran-Hadim napları (Özgül 1976) ve bükümün orta bölümünde Antalya naplarının yerleşimi Geç Kretase-Erken Paleosen, Beyşehir-Hoyran-Hadim naplarının yerleşimi Orta Eosen, Lisiyen naplarının yerleşimi ise Miyosen dönemi olarak belirlenmiştir (Özgül 1976; Koçyiğit 1983; Yalçınkaya ve diğ. 1986).

İnceleme alanı içinde Antalya naplarının görülmesi Likya ve Beyşehir-Hoyran-Hadim naplarının görülmeşi nedeniyle ancak Antalya naplarının içerdiği yapısal unsurlar ile bunların alt bölümünde yeralan birimlerin yapısal özellikleri belirlenmiştir.

İnceleme alanında izlenebilen başlıca yapısal unsurlar tabaka, çatlaklar, kıvrımlar, uyumsuzluklar ve faylardır (Şekil 3.1, Ek-1).



Şekil 3.1. İnceleme alanının yapısal jeoloji haritası.

3.1. Tabakalanma

İnceleme alanındaki otokton ve allokton kaya birimleri genelde belirgin tabakalanmalıdır. Otokton birimlerden metamorfik kayalardaki deformasyon yapıları birincil çökel yapıların izlerini kısmen silmiş olmasına rağmen mevcut tabakalanmanın konumu Karacahisar yöresinde dom şeklinde yükselmiş kapalı bir antiklinal yapısına sahip olduğunu göstermektedir (Ek-1).

Allokton birimlerden Öbektaş formasyonundan ancak çört ara seviyeli kireçtaşları düzgün tabakalanma göstermektedir. Birimin diğer bölümleri olistostromal özellikte olup tabakalanma çoğunlukla belirsizdir. Ispartaçay formasyonunu oluşturan kaya birimleri tabakalı yapıya sahip olmakla birlikte aşırı kıvrımlanmaya uğramış birimler olduğu için tabakaların konumu da çok sık değişmektedir. Kızıldağ peridotinde mağmatik bantlanma yer yer belirgin olmakla birlikte, birim içerisinde düzenli çatlak sistemlerinin gelişmiş olmasından dolayı mağmatik bantlanma yer yer çatlak sistemleriyle karıştırılabilir. Akkaya kireçtaşları ise masif yapılı olup tabakalanma belirsizdir (Bozcu 1996) .

3.2. Kıvrımlar

İnceleme alanı içerisinde ekaylı yapılar nedeniyle parçalanmış kıvrımlar belirlenmiştir. Bunlardan en belirgin olanı inceleme alanının merkezini oluşturan Karacahisar kubbesidir. Karacahisar kubbesi genelde dom şeklinde yükselmiş büyük bir kapalı antiklinal yapısı oluşturmaktadır. Uzun eksenini yaklaşık doğu-batı gidişli olan bu kapalı antiklinal yapının çekirdeğini Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar oluştururken, kanatlar Mesozoyik yaşlı sedimanter kayalardan oluşmaktadır. Antiklinalin kuzey ve kuzeybatı kanadı Antalya napları tarafından örtülürken, güney kanadı Neojen tortullar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Bu antiklinalin kanatlarını oluşturan Kasımlar formasyonunun ince kırıntılı çökellerinde değişik kıvrım çeşitlerini görmek mümkündür. Şeyllerle ardalanmalı ince-orta tabakalı kumtaşlarında yerel ters faylanmalarla kırılmış kıvrımlanmalar ve buna bağlı gelişmiş budinaj yapıları görülmektedir. Menteşe dolomitlerinde ve Alakilise kireçtaşlarında tabakalanmanın yeterince belirgin olmaması ve

deformasyona karşı daha dayanımlı olmaları nedeniyle Kasımlar formasyonunda gözlenen kıvrımlı yapılar gözlenmemektedir.

Antalya naplarını oluşturan formasyonlarda büyük ölçekli kıvrım sistemlerini belirlemek aşırı parçalanma nedeniyle oldukça güçtür. Ancak Ispartaçay formasyonunun pelajik çökellerinde küçük boyutlu kıvrımlar gözlenmiştir. Bu kıvrımların eksen gidişleri sık sık değişiklik göstermektedir. Pelajik ortamı yansıtan ince-orta tabakalı radyolarit-çört türü çökellerde kıvrımlanmayı geliştiren tektonik kuvvetler neritik ortamı yansıtan kalın tabakalı veya masif yapıli kireçtaşlarında kırılmaları meydana getirmiştir. Dolayısıyla devamlılıkları uzun mesafeler boyunca takip edilen çatlaklar ile yırtılma fayları daha çok karbonatlı kayalarda gözlenmektedir (Bozcu 1996).

3.3. Uyumsuzluklar

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

İnceleme alanında ilk açılı uyumsuzluk Paleozoyik yaşlı Kocaosman metamorfileri ile Orta-Üst Triyas yaşlı tortullar (Hacııyas formasyonu, Köseköy formasyonu ve Kasımlar formasyonu) arasında gözlenmektedir. Bu uyumsuzluk aynı zamanda inceleme alanında Paleozoyik yaşlı temel üzerinde gelişen transgresyonun sonucunda meydana gelmiştir. Bu transgresyonla Triyas yaşlı tortullar transgresif olarak Kocaosman metamorfilerini açılı uyumsuzlukla örtmüşlerdir. Orta-Geç Triyas'ta başlayan bu çökelme dönemi Geç Kretase sonuna kadar kesiksiz olarak devam etmiştir. Kretase sonuna kadar kırıntılı ve karbonatlarla devam eden çökelme, Geç Kretase'de ortamın derinleşmesiyle yerini pelajik ve yarı pelajik çökellere bırakmışlardır. Daha sonraki dönemde ise (Geç Kretase sonrası) bölgeye Antalya napları yerleşmiş olup çökelme dönemi ve çökelme havzası kapanmıştır (Bozcu 1996).

İnceleme alanında saptanan ikinci uyumsuzluk ise kendinden önceki birimleri transgresif olarak örten Tortoniyen (Miyosen) yaşlı Aksu formasyonu ile Mesozoyik yaşlı otokton ve allokton birimler arasındadır.

3.4. Faylar

İnceleme alanında yeralan faylar başlıca bindirme ve ters faylar ile normal fay ve doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır. Bölgedeki bindirme ve ters fayların genel gidişleri D-B veya KB-GD uzanımlı olduğu halde, normal faylar ve yırtılma faylarının gidişleri çoğunlukla K-G doğrultuludur (Şekil 3.1., Ek-1).

3.4.1. Bindirmeler

İnceleme alanında iki farklı dönemde bindirme fayları gelişmiştir. Bunlardan birincisi Karacahisar kubbesinin çekirdeğini oluşturan Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar ile Triyas yaşlı kayalar arasındaki bindirmelerin olduğu dönemdir. İlk kez Dumont ve Kerey (1975) tarafından tespit edilmiş olan bu dönemde D-B veya KB-GD yönlü kompresyon kuvvetlerinin etkisiyle Paleozoyik yaşlı Kocaosman metamorfikleri ve Hacıilyas formasyonu birlikte Kasımlar formasyonu üzerine itilmişlerdir (Şekil 3.1., Ek-1, Bozcu 1996).

İnceleme alanında kompresyon kuvvetlerinin etkili olduğu ikinci dönem Geç Kretase-Erken Paleosen dönemidir. Bu dönemde meydana gelen bindirmelerin (Kızıldağ, Akaya, Öbektaş bindirmesi) topografyadaki izlerinin gidişi yaklaşık D-B olup K-G veya KB-GD doğrultulu sıkışma kuvvetlerinin etkisiyle oluşmuşlardır. Bu bindirmelerle inceleme alanında allokton birimler (Antalya napları) otokton birimler üzerine itilmişlerdir. Bindirme fayları yer yer yırtılma fayları tarafından ötelenmiştir (Bozcu 1996).

3.4.1.1. Güldallı Bindirmesi

İnceleme alanında Yanıkköy Mahallesi güneyinden başlayarak güneydoğuya doğru yaklaşık 15 km kadar takip edilebilen ve Güldallı Köyü güneydoğusundan inceleme alanı dışına çıkan bindirmenin konumu yaklaşık K40B/35KD'dur. Bu bindirme ile Paleozoyik yaşlı Kocaosman metamorfikleri, Triyas yaşlı Kasımlar formasyonu üzerine itilmişlerdir. Bindirme düzlemi Güldallı Köyü'nün doğu ve güneydoğusunda küçük ölçekli doğrultu atımlı faylarla yer yer ötelenerek ekaylı bir

yapı oluşturmuştur. Bindirmenin kuzeydoğu uzanımı Yanıkköy güneyinde eğim atımlı normal bir fayla (Belönüdere ters fayı) kesilmekte, Kasımlar formasyonunun yumuşak tortulları arasında sönümlenmektedir (Şekil 3.1., Ek-1, Bozcu 1996).

3.4.1.2. Eldere Bindirmesi

Karacahisar Köyü doğusunda yine aynı tektonik döneme ait olduğu düşünülen bu bindirme Hacıilyas formasyonu ile Kasımlar formasyonu arasında gelişmiştir. Bindirmenin konumu KB-GD gidişli olup, ortalama 20° ile KD'ya eğimlidir (Şekil 3.1., Ek-1, Bozcu 1996).

3.4.1.3. Seyrekyayla ters fayı

İnceleme alanında Seyrekyayla Tepe güneyinden başlayarak Güldallı Köyü kuzeyine kadar devam eden fay, Kasımlar formasyonu ile Kocaosman metamorfikleri arasında gözlenir. Fay düzlemi Güldallı Köyü kuzeyinde Paleozoyik yaşlı Kocaosman metamorfikleri ile Kasımlar formasyonu arasında gözlenen Güldallı bindirmesiyle birleşir. Bu faylanma ile Kasımlar formasyonunun birincil stratigrafik konumu bozularak, Paleozoyik üzerinde hareket etmiş bir alt dokanak oluşmuştur. Fay düzlemi Kasımlar formasyonunun katmanlanmasını oblik olarak kesmektedir (Şekil 3.1., Ek-1, Bozcu 1996).

3.4.2. Normal Faylar

İnceleme alanında çok sayıda eğim atımlı ve düşey atımlı faylar bulunmaktadır (Kuyucakdağı fayları, Akkuyu fayı, Tüller fayı, Belence fayı). Bunların büyük bir çoğunluğu daha önceki araştırmacılar tarafından haritalanmıştır (Dumont ve Kerey 1975; Şenel ve diğ. 1992; Bozcu 1996, Şekil 3.1., Ek-1).

İnceleme alanındaki faylar daha çok dayanımlı birimler içinde veya dayanımlı birimler ile dayanımsız birimler dokanağında gelişmişlerdir. Normal fayların doğrultuları genellikle K-G gidişli olup fay düzlemlerinin eğimi 50°-90° arasında değişmektedir. Bu faylar inceleme alanında çoğunlukla doğudan batıya doğru basamaklı bir topografik yapının oluşmasına neden olmuştur. İnceleme alanının

batısında bulunan Kovada grabeninin uzanımına koşut gelişen bu faylanmalar inceleme alanındaki masif kireçtaşları içerisinde sık sık görülmektedir. Bu alandaki faylanmalar ile kuzeyden güneye doğru sıralanan bir çok çöküntü alanı (graben) oluşmuştur (Bozcu 1996).

Normal fayları oluşturan çekme kuvvetleri ile fay düzleminin her iki yanındaki bloktaki breşlenmeler ile tabaka uçlarında ani doğrultu ve eğim değişimleri gözlenmektedir. Ayrıca bunlar dayanımlı birimlerden geçtikleri zaman fay aynasında fay çizgileri, fay kertikleri ve milonitleşmeler, breşlenmeler doğal biçimde gözlenmektedir (Bozcu 1996).

3.4.3. Doğrultu Atımlı Faylar

İnceleme alanında gözlenen en genç faylar doğrultu atım bileşenli faylardır (Şekil 3.1., Ek-1). Çünkü bunlar yukarıda bahsedilen bindirme faylarını ve normal fayları kesmektedirler. Doğrultu atımlı fayların uzanımları genel olarak KKD-GGB ve KKB-GGD yönündedir. Bunlar inceleme alanının KD kesiminde yoğunlaşmış olup kademeli olarak sıralanmıştır. KD-GB uzanımlı olanları genellikle sağ yanal atımlı olmasına karşın KB-GD uzanımlı olanları ise sol yanal atımlı özelliklere sahiptir (Bozcu 1996).

4. SEDİMANTOLOJİ

İnceleme alanındaki Menteşe dolomitleri içerisindeki dolomitler açık gri, gri, koyu gri, siyahımsı renklerde gözlenmekte olup breşik yapılı, masif yapılı, nadiren de tabakalıdır. Birim içerisindeki kireçtaşları açık gri, gri, siyah, beyazımsı renklerde gözlenmektedir. Kireçtaşları çatlaklı olup genelde birim içerisinde tabanda gözlenmekte, dolomitler ile de ardalanma sunmaktadır. Birim içerisindeki dolomitler breşik dolomit, kalın tabakalı sert masif dolomit ve kırılğan yapılı masif dolomit olarak 3 litofasiyeye ayrılmıştır.

4.1. Breşik Dolomit Fasiyesi (Bf)

Bu tip dolomit inceleme alanında açık gri-gri renkli, 25-70m. kalınlıkta gözlenmektedir (Şekil 4.1). Egemen olarak gözleendiği yerler Doğanca Tepe kuzeyi, Karadiş Tepe doğusu, Kara Tepe güneyidir (Ek-1). İnce kesit incelemelerinde hidrokarbon kalıntıları da gözlemlenmiştir. Diğer dolomit fasiyesleriyle ardalanma sunmaktadır (Şekil 4.5-16).

4.2. Kalın Tabakalı Sert Masif Dolomit Fasiyesi (Smf)

Bu tip dolomit gri, koyu gri, siyah renklerde görülmektedir. Dolomitlerin kalınlığı 20-170m.'ye kadar ulaşabilmektedir (Şekil 4.2). Breşik ve kırılğan yapılı dolomitlerle ardalanma göstermektedir. Bu dolomitlerde tabakalanma belirsizdir. İnce kesitlerde hidrokarbon kalıntıları da görülmektedir. Smf tipi dolomit fasiyesi inceleme alanında tüm lokasyonlarda gözlemlenmiştir (Şekil 4.5-16).

4.3. Kırılğan Yapılı Masif Dolomit Fasiyesi (Kmf)

Bu tip dolomit koyu gri, siyah renklerde gözlenmekte olup şekerimsi dokulu ve dolomitler genelde bitüm kokuludur (Şekil 4.3). Hidrokarbon kalıntıları tespit

edilmiştir. Dolomitlerin kalınlığı 15-100m. arasında değişmektedir. Kmf tipi dolomit fasiyesi lokasyonların genelinde gözlemlenmiştir (Şekil 4.5-16).



Şekil 4.1. Breşik dolomitlerden bir görünüm (Karatepe güneyi). (Koordinatlar: X:38680E Y:74525N Z: 1212 m.)



Şekil 4.2. Masif dolomitlerden bir görünüm (Karadiş Tepe kuzey doğusu, güneybatıya bakış). (Koordinatlar: X:37362E Y:52775N Z: 1093 m.)



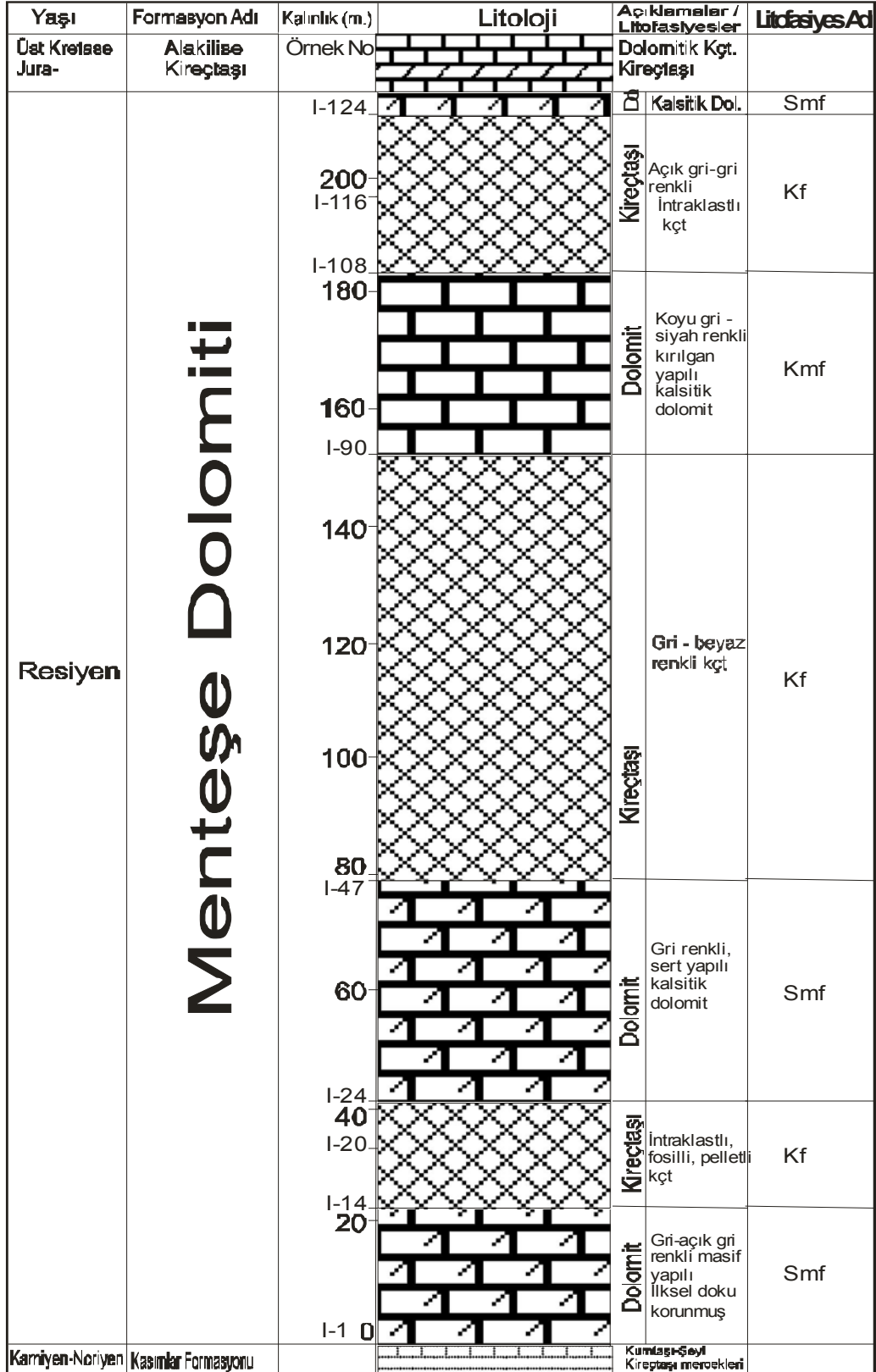
Şekil 4.3. Masif dolomit ve kırılgen yapılı dolomit ardalanmasından bir görünüm (Menteşe Mah. kuzeyi, Kuzeybatıya bakış), Smf: Kalın tabakalı, sert masif dolomit; Kmf: Kırılgen yapılı, masif dolomit. (Koordinatlar: X:32776E Y:66968N Z: 1120 m.)

4.4. Kireçtaşı Fasiyesi (Kf)

Kireçtaşları gri, koyu gri, siyah ve beyazımsı renklerde görülmektedir. Bu fasiyes Dunham'a (1962) göre istiftaşı, tanetaşı, vaketaşı ve çamurtaşı şeklinde ayırtlanmıştır. Fasiyesin kalınlığı yerel olarak değişmekte olup 10-250 m. kalınlığı arasındadır (Şekil 4.4). Genelde Menteşe dolomitlerinin tabanında görülmekle birlikte dolomitlerle de ardalanma sunmaktadır (Şekil 4.5-16).

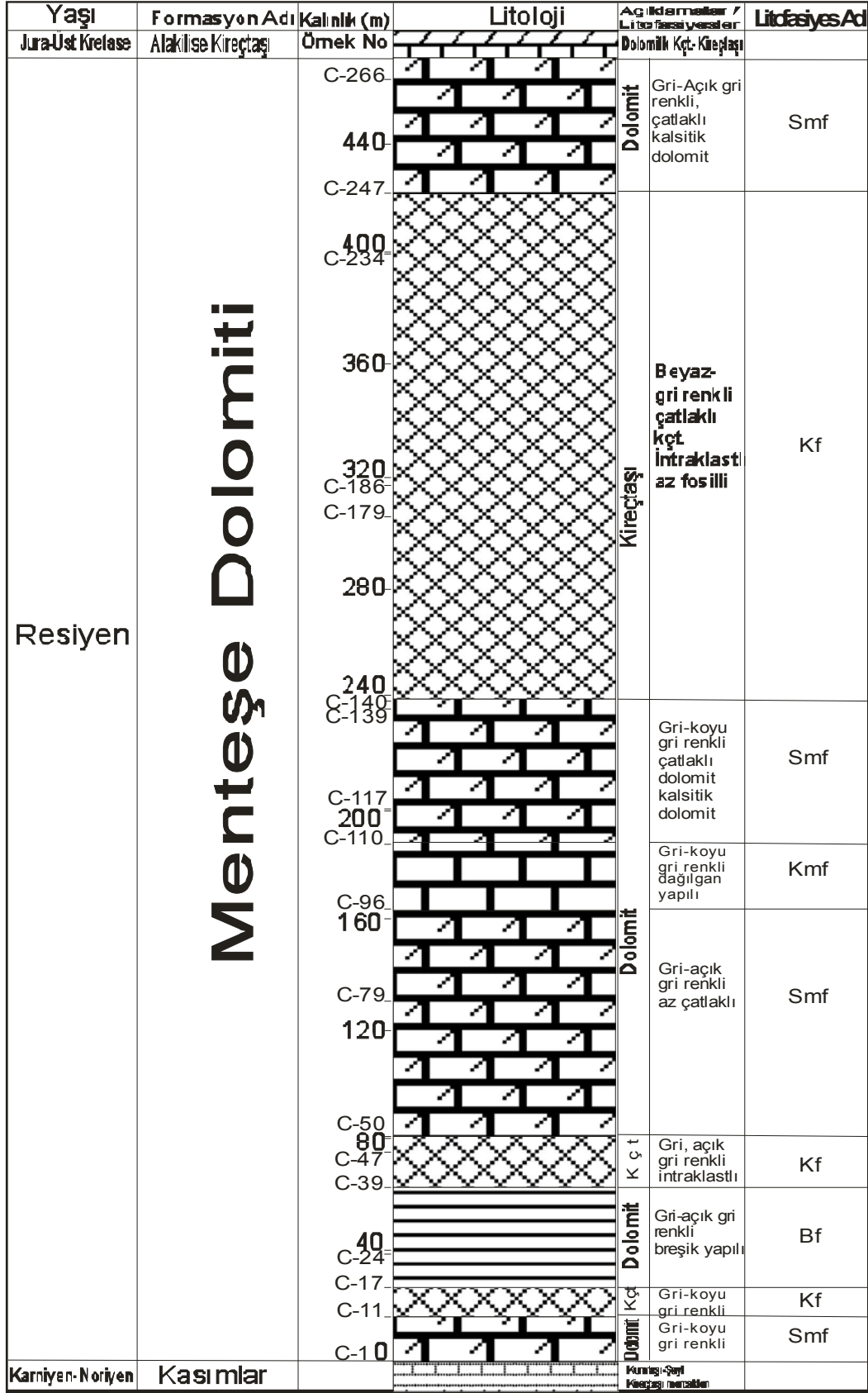


Şekil 4.4. Menteşe dolomitleri içerisindeki koyu gri renkli kireçtaşlarından bir görünüm (Çıkırlı güneydoğusu, Batıya bakış). (Koordinatlar: X:31225E Y:62050N Z: 1428m.)



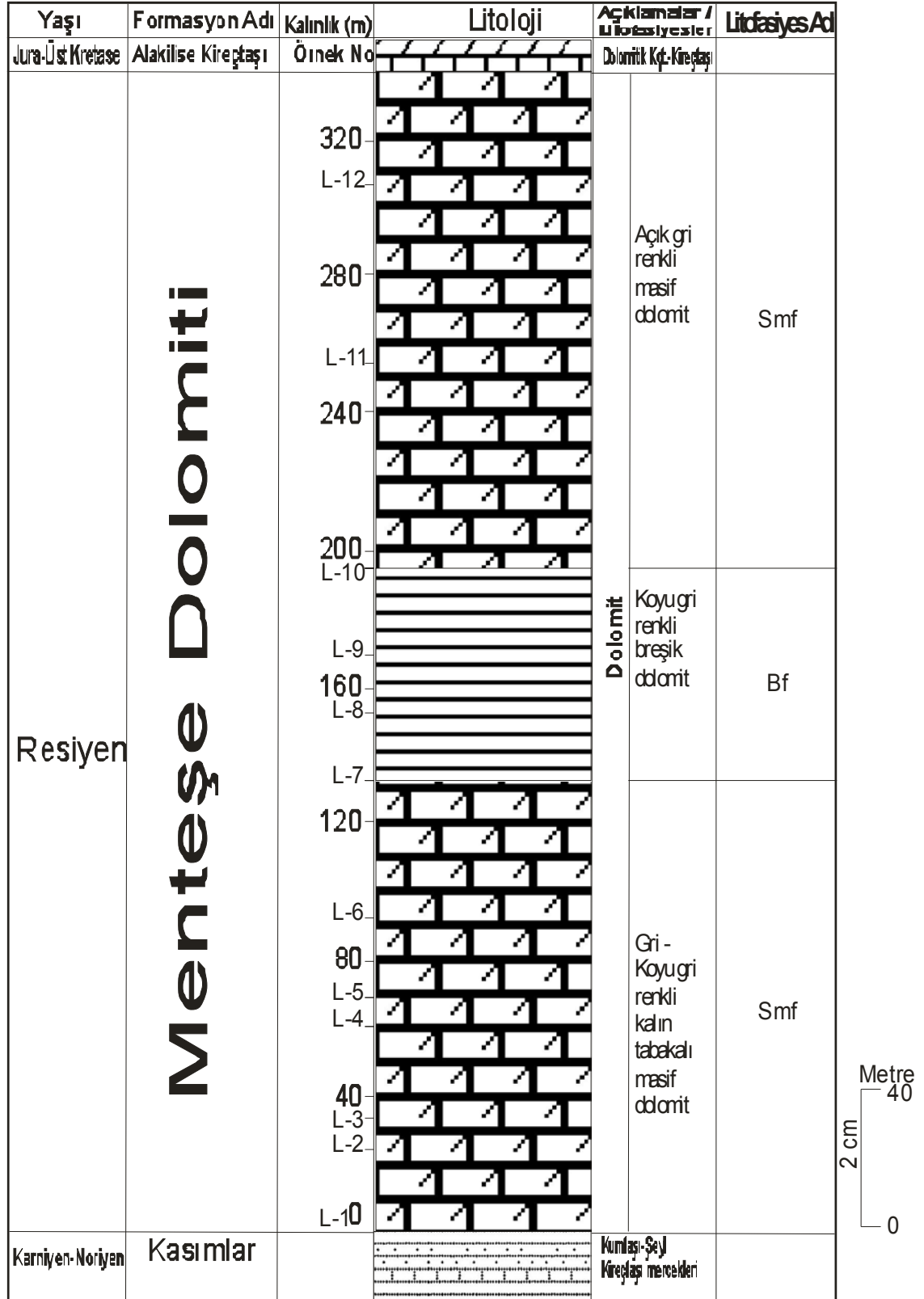
Şekil 4.5. Ösk-1 Litofasiyes dikme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 850m
Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 910m

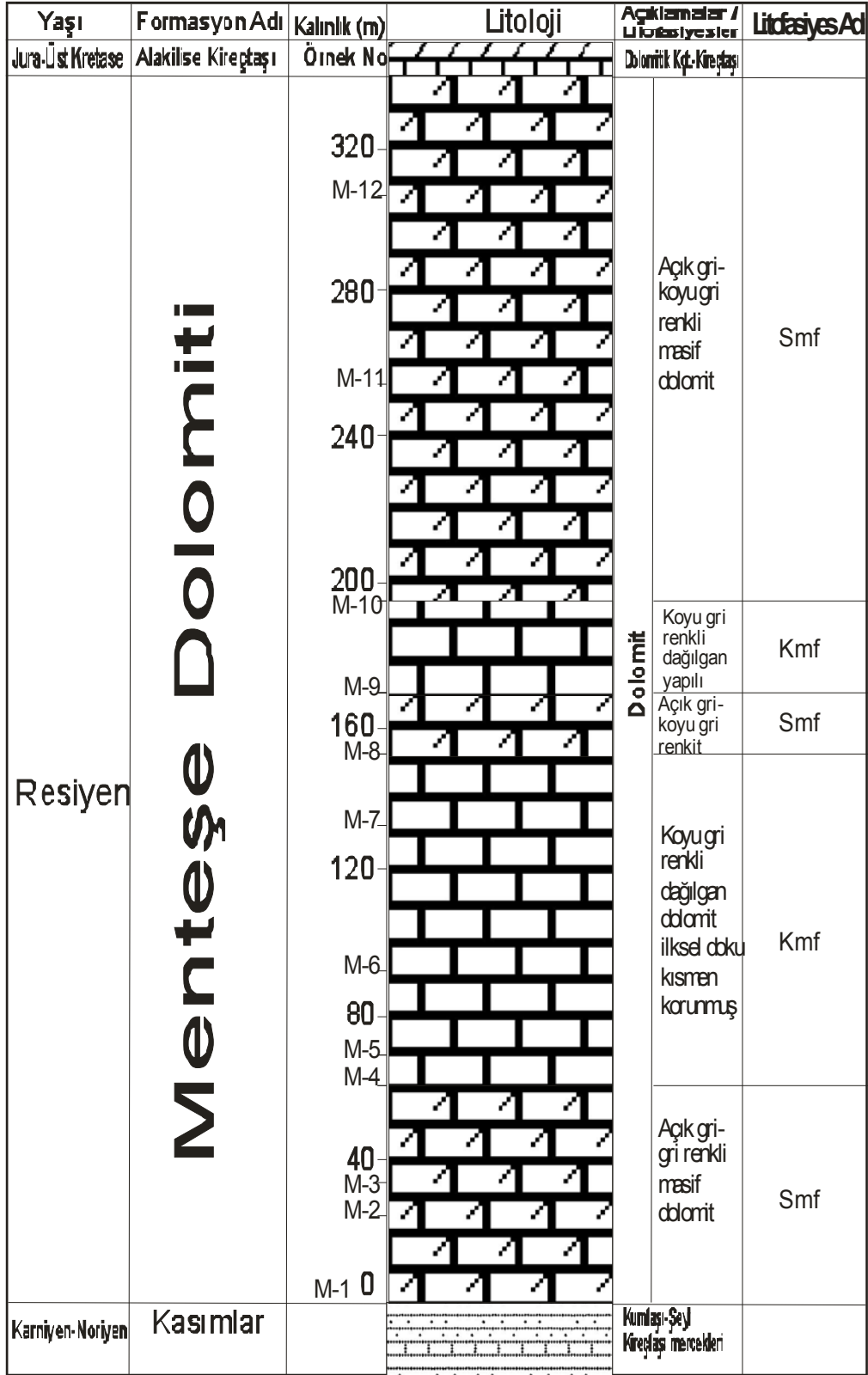


Şekil 4.6. Ösk-2 Litofasiyes dikme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-41012E Y-53052N Z- 1023m
Bitiş : X-41325E Y-53137N Z- 1102m



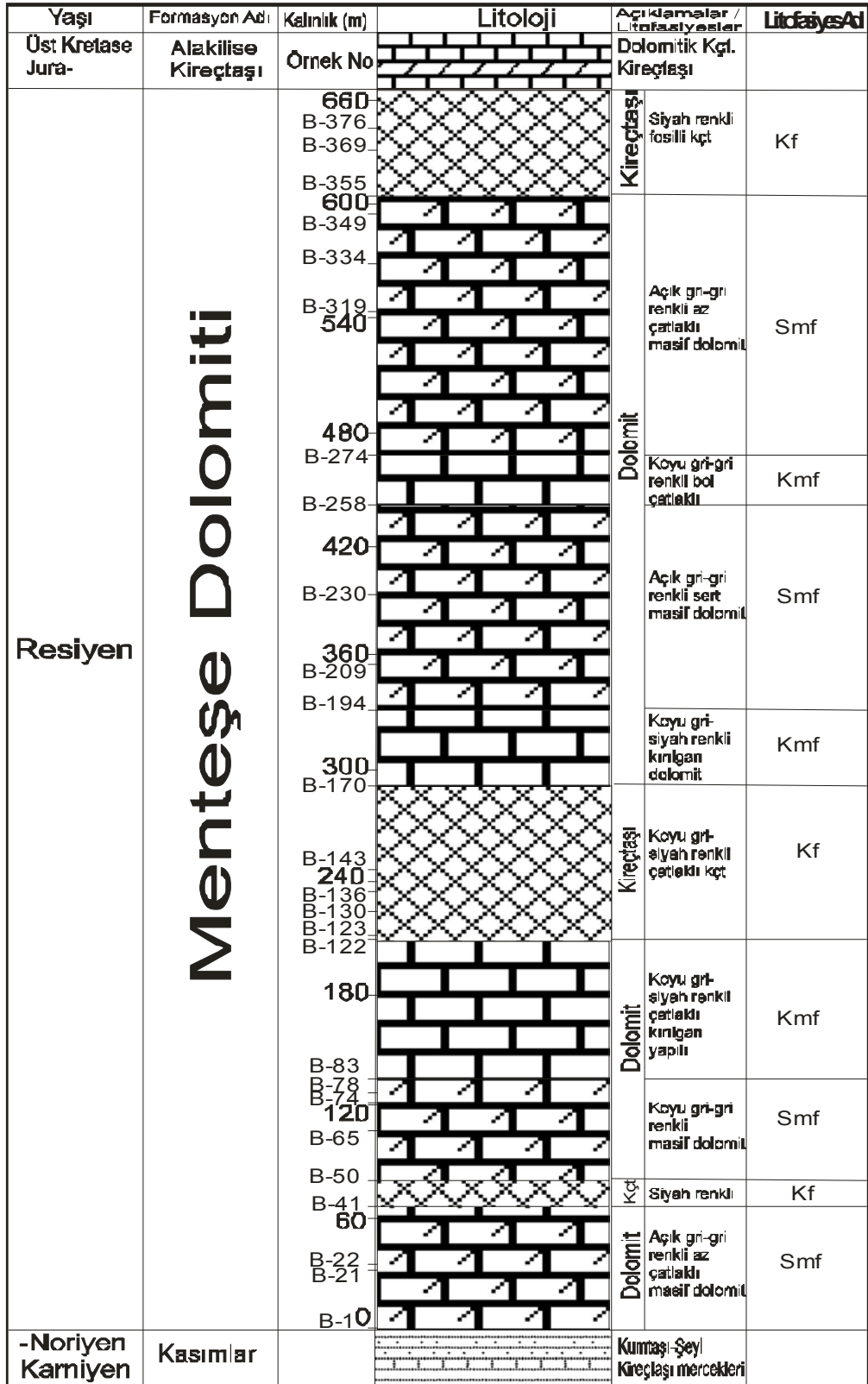
Şekil 4.7. Ösk-3 Lito-fasiyeler dikme kesiti.
 Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1063m
 Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1470m



Şekil 4.8. Ösk-4 Litofasiyes dıkme kesiti.

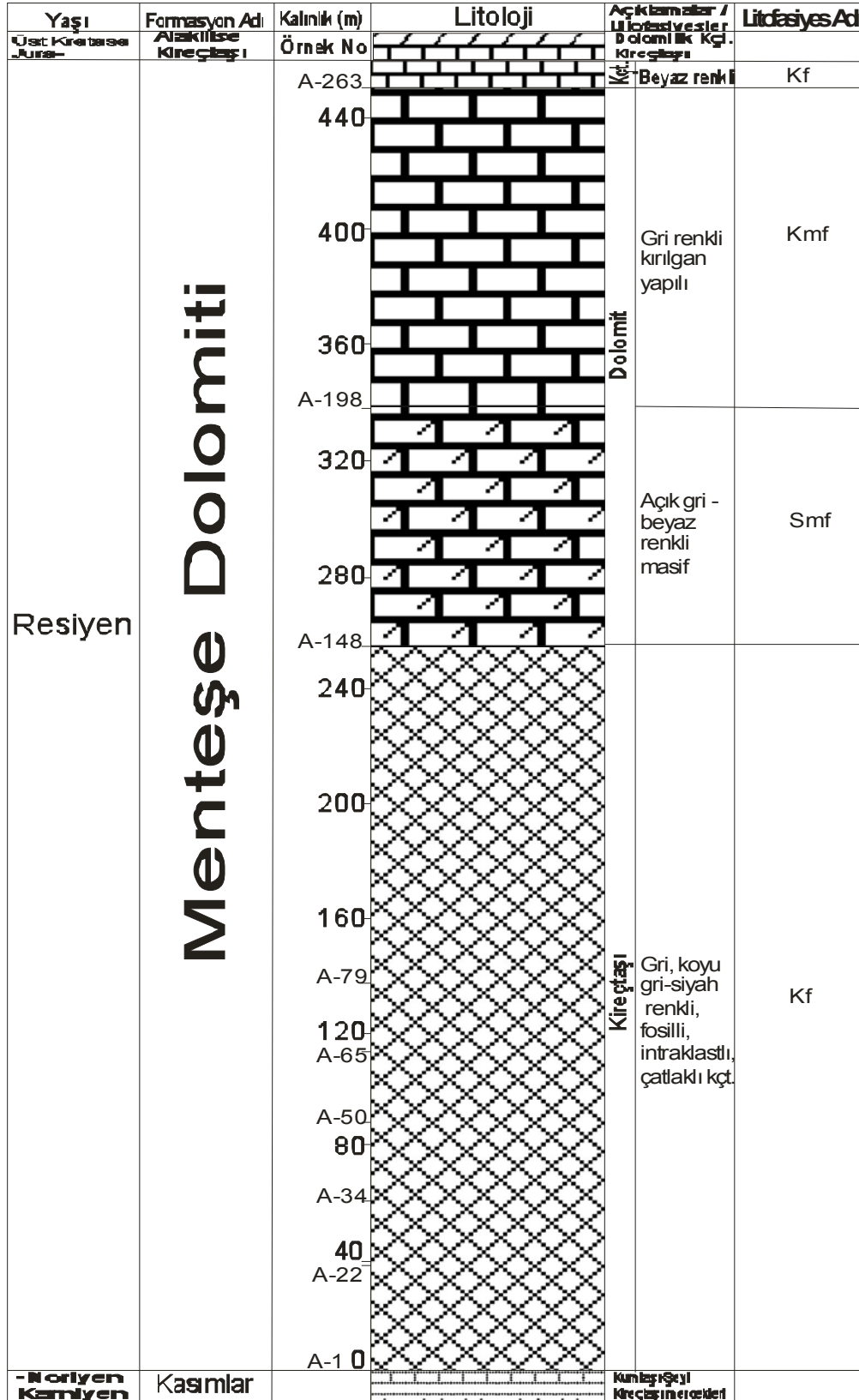
Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1237m

Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1583m



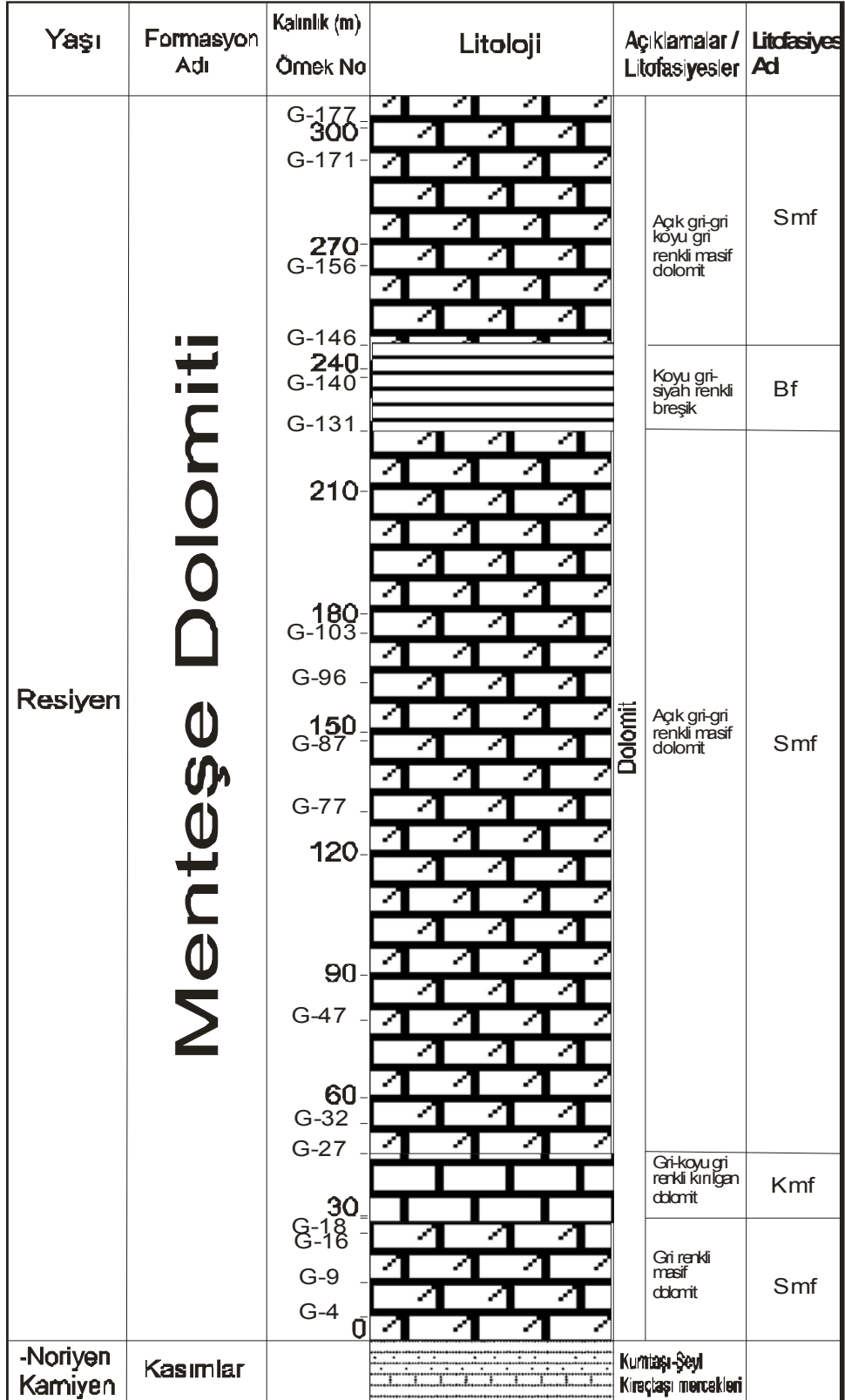
Metre
60
20
0

Şekil 4.9. Ösk-5 Litofasiyeler dikme kesiti.
Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1750m
Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 2072m



Şekil 4.10. Ösk-6 Litofasiyes dikme kesiti.

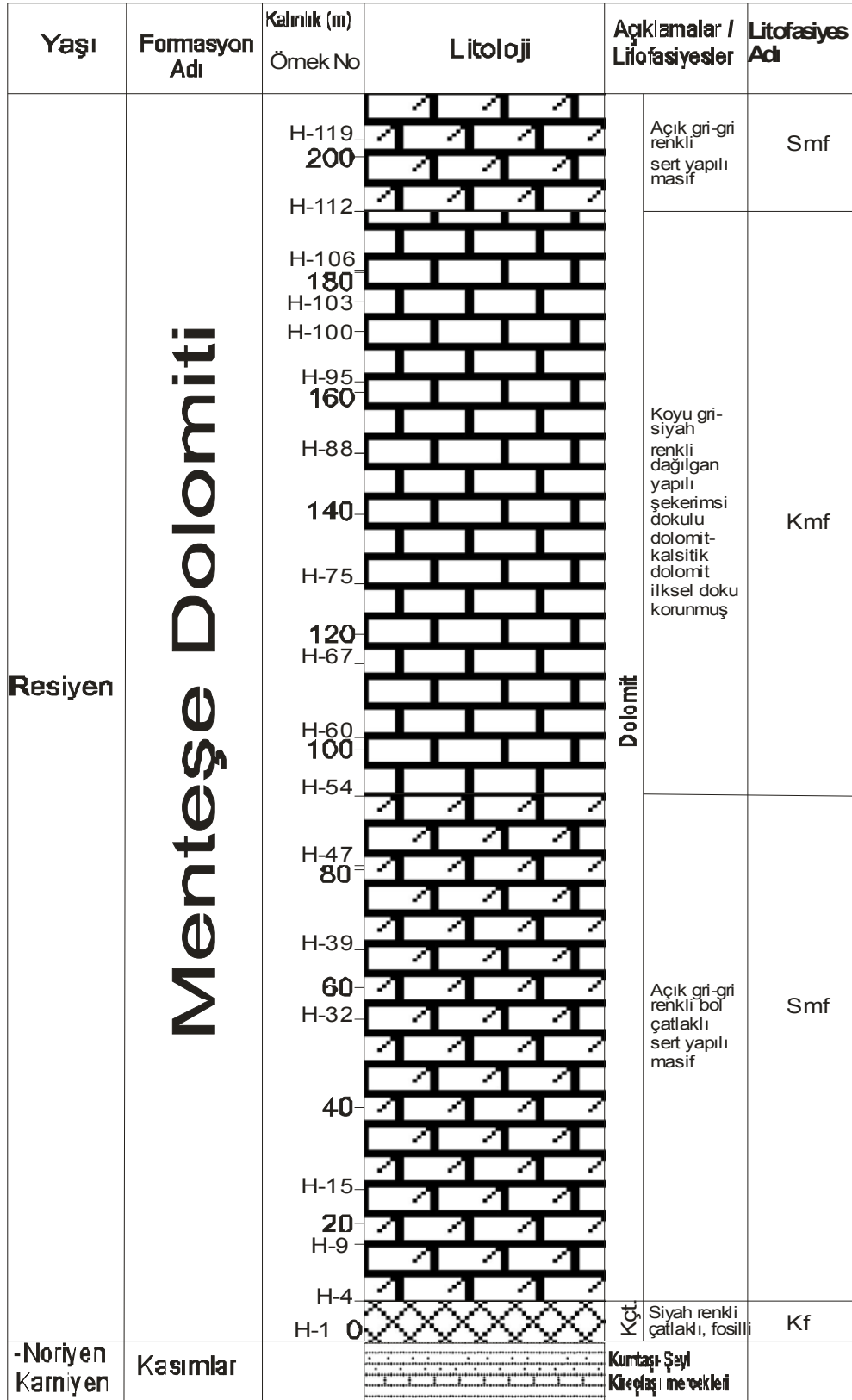
Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1428m
 Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1475m



Şekil 4.11. Ösk-7 Litofasiyes dikme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1110m

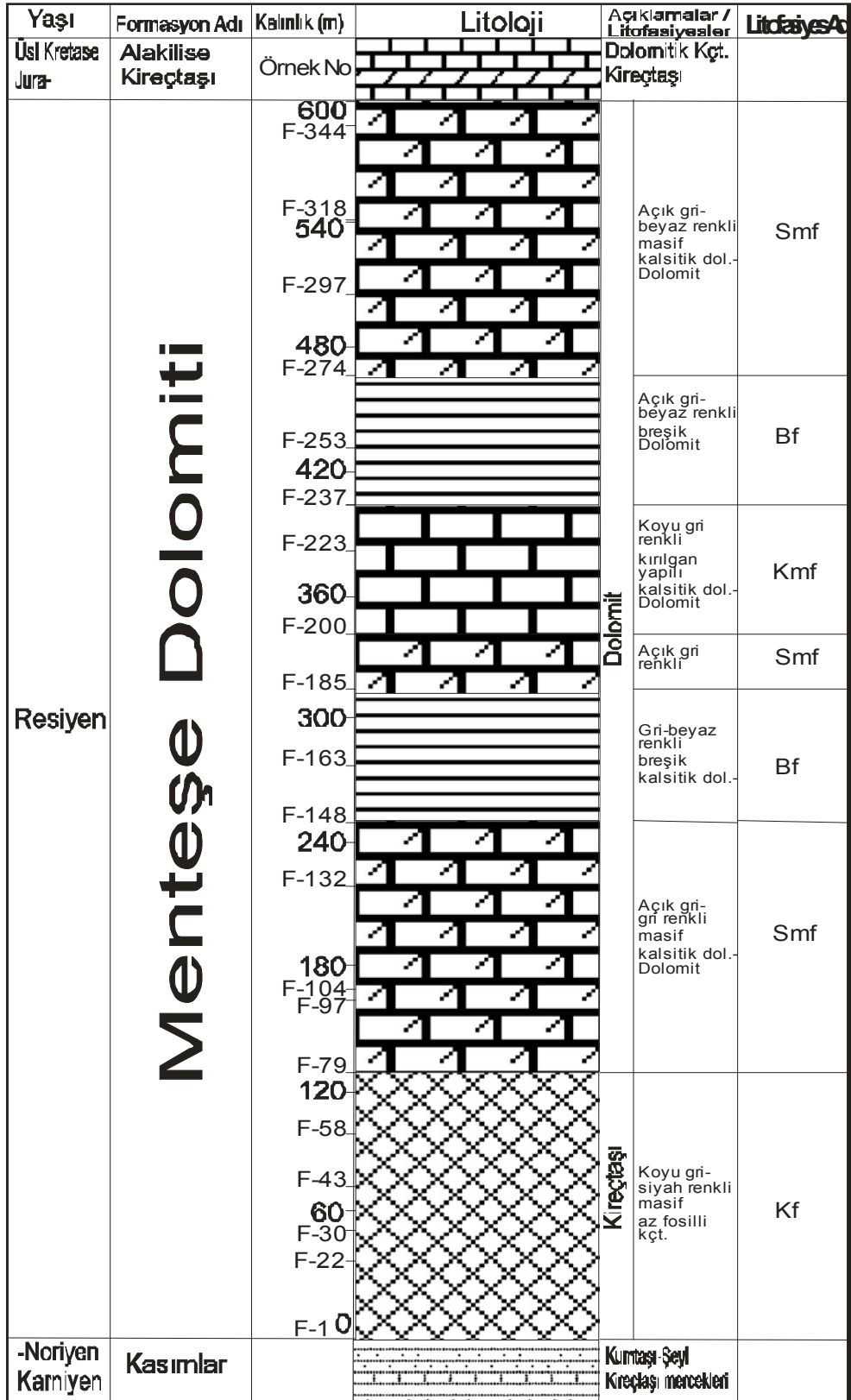
Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1078m



Şekil 4.12. Ösk-Ö Litofasiyes dikme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1322m

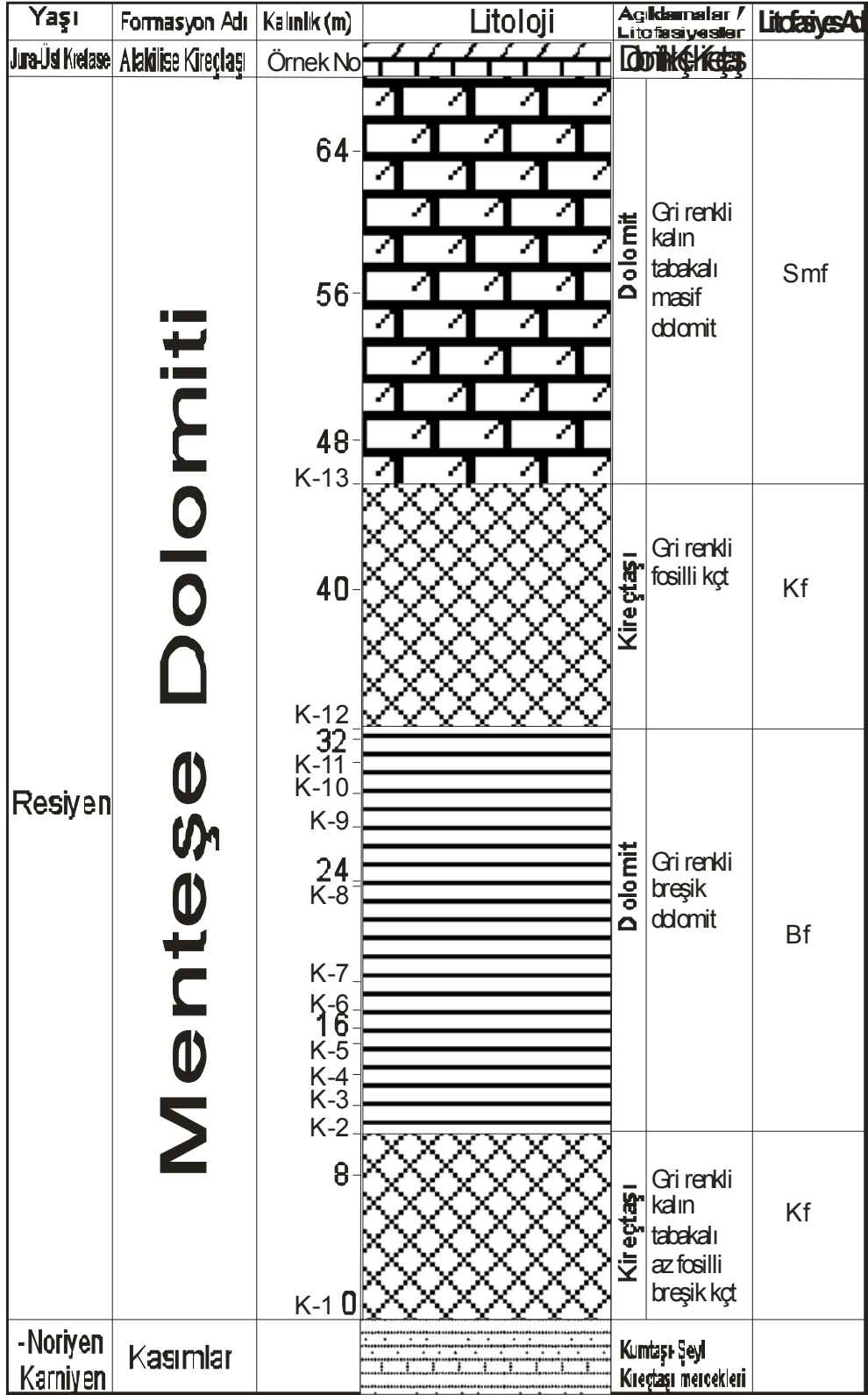
Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1373m



Şekil 4.13. Ösk-9 Litofasiyes dikme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1325m

Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1350m

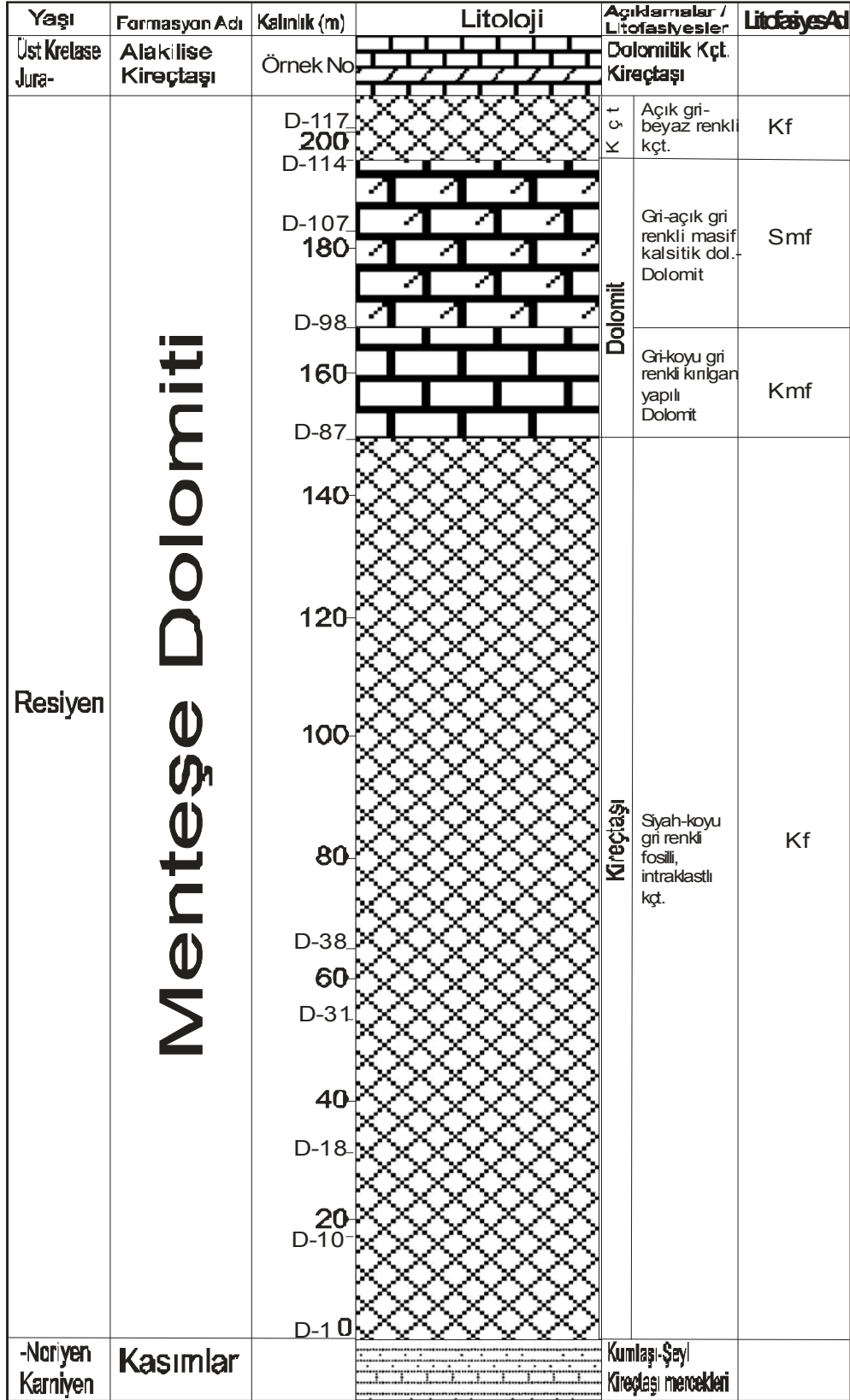


Metre
8
2 cm
0

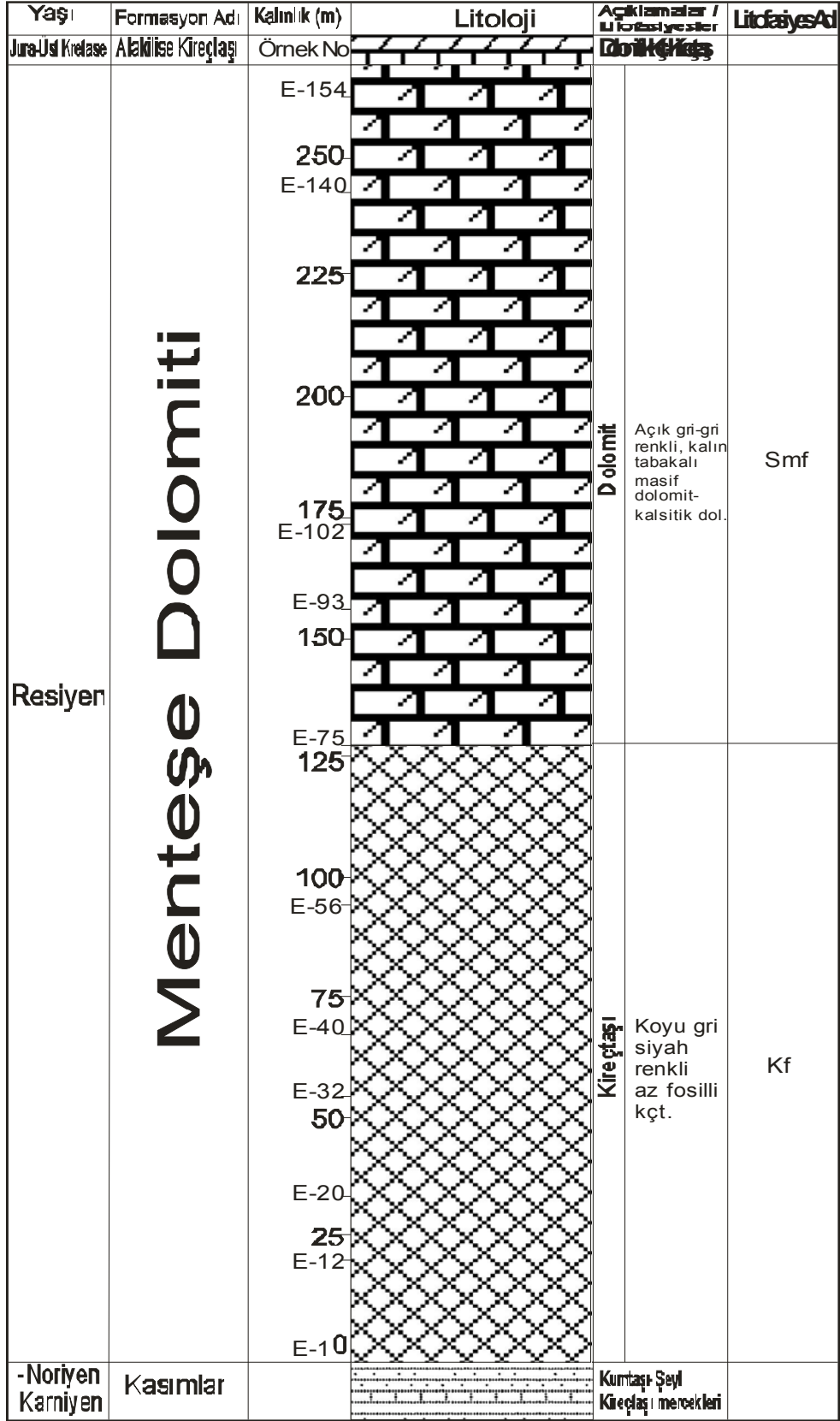
Şekil 4.14. Ösk-10 Litofasiyeler dıkme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1152m

Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1210m



Şekil 4.15. Ösk-11 Litofasiyes dikme kesiti.
 Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1131m
 Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1150m



Şekil 4.16. Ösk-12 Litofasiyes dıkme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1303m

Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1290m

5. MENTEŞE DOLOMITLERİNİN PETROGRAFİSİ

Menteşe dolomitlerinden 12 noktadan ÖSK alımı yapılmıştır (Şekil 5.1, Ek-1). Alınan 223 numuneden 186'sından ince kesiti yaptırılmış ve bu ince kesitler polarizan mikroskopta incelenerek, mikroskobik özellikleri tanımlanmıştır. İnceleme sonucunda 117'si dolomit, 21'i kalsitik dolomit, 23'ü çamurtaşı, 13'ü vaketaşı, 8'i istiftaşı ve 4'ü kristalin kireçtaşı olarak adlandırılmıştır (Dunham 1962).

Anadolu Üniversitesi Malzeme Bilimi ve Mühendisliği Bölümünde 12 numunenin SEM-EDX çekimleri yapılmıştır.

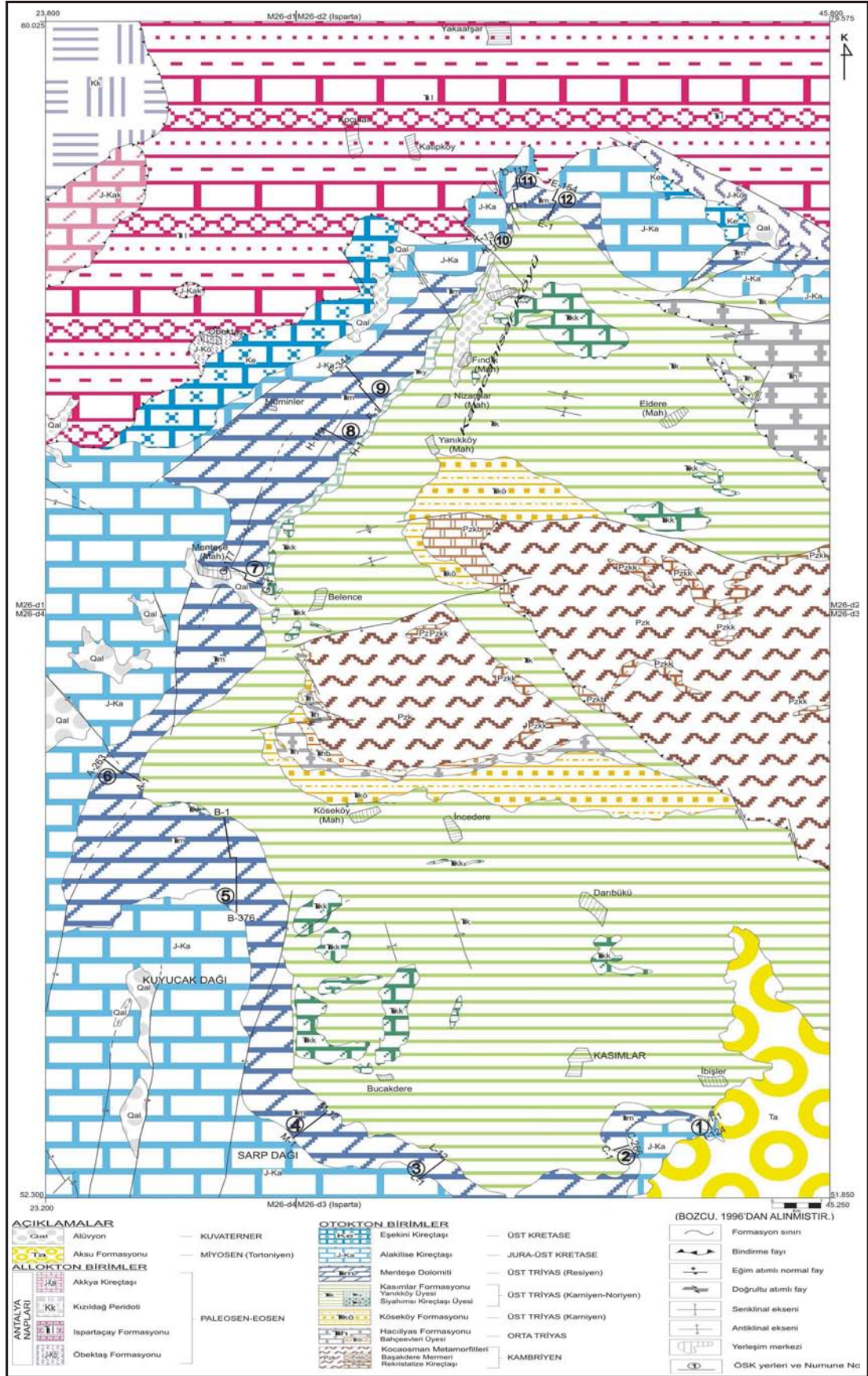
5.1. Mentşe Dolomitlerindeki Mikrofasiesler

Menteşe dolomitleri içerisindeki dolomitler kristal boyutu, şekli, sınırlarının düzenli- düzensiz oluşuna göre 4 mikrofasiese ayrılmıştır. Kireçtaşları da Dunham (1962)'a göre 4 mikrofasiese ayrılmıştır. Örnek lokasyonlarının mikrofasieslere göre karşılaştırılması yapılmıştır (Ek-2, Ek-3).

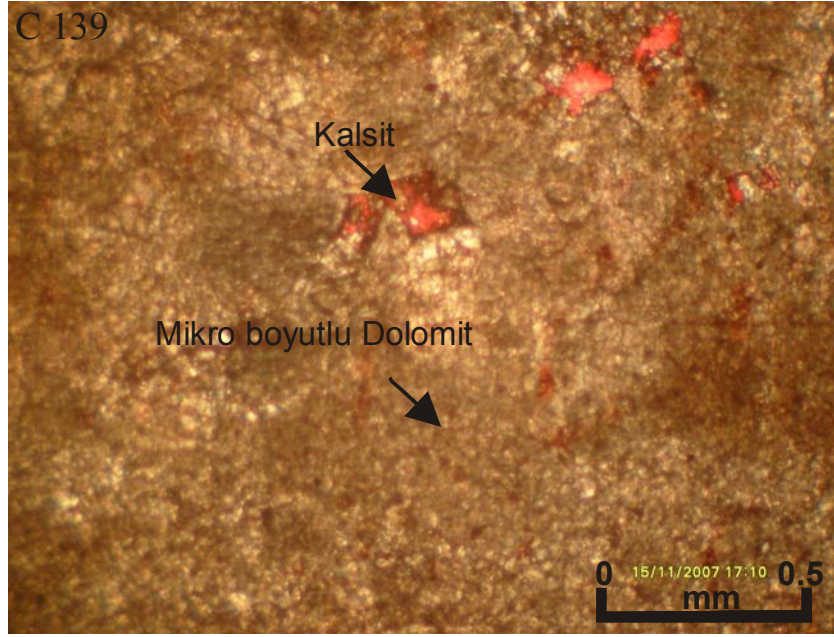
5.1.1. Dolomit fasiyesi 1 (df1) [mikro boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit]:

Bu tip dolomit özşekilsiz mikro (0,1 mm) boyutlu, birbirine bağlı, koyu gri-sarımsı-beyazımsı renkli, kirli görünümlü kristallerden meydana gelmektedir. Kristaller arası sınırlar düzensiz ve süturludur. Kristaller arası çatlakların bir kısmı dolomitleşmiştir, bir kısmı da kalsitiktir. Bazı örneklerde ilksel dokunun (fosil parçaları, pellet, intraklast) korunduğu görülmektedir (Şekil 5.2- 3).

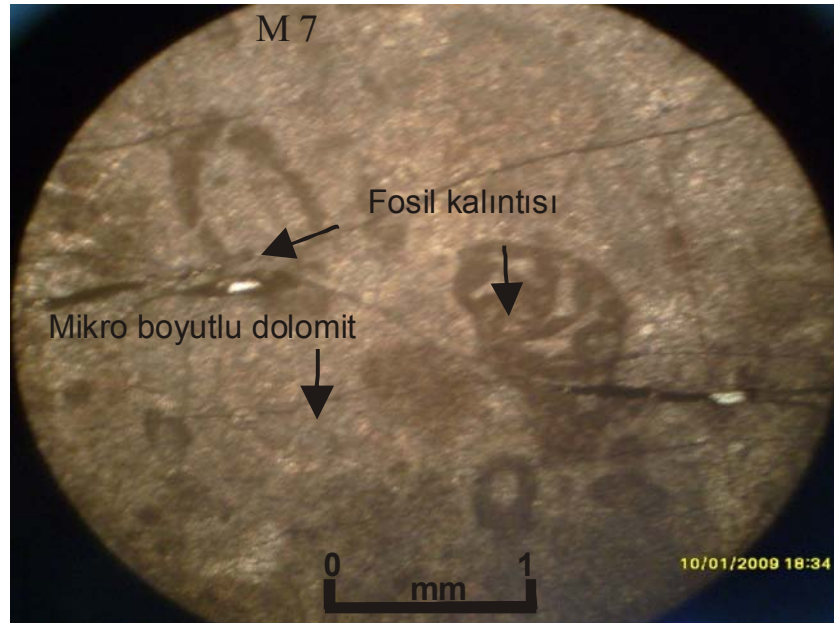
Küçük kristal (< 0,1 m) boyutları sınırlı subtidal-supratidal ortamları göstermektedir ve bu dolomit tipinin erken replase kökenli olabileceği ifade edilmiştir (Amtor ve Friedman 1991). İnce kristal boyutu ya önceki peritidal kireçli çamurtaşlarının erken replasesi ya eşzamanlı bir neomorfizmanın ya 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).



Şekil 5.1. Menteşe dolomitlerine ait ÖSK ve numune yerlerini gösterir harita.



Şekil 5.2. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklarda kalsit (Kayaç adı: Kalsitik dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: C-139; T.N.).



Şekil 5.3. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri ve fosil kalıntıları (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: M-7; T.N.).

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. Deneyisel veriler göstermiştir ki, dolomit oluşum safhaları artan kristal boyutu ile artar (Sibley ve diğ.

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.

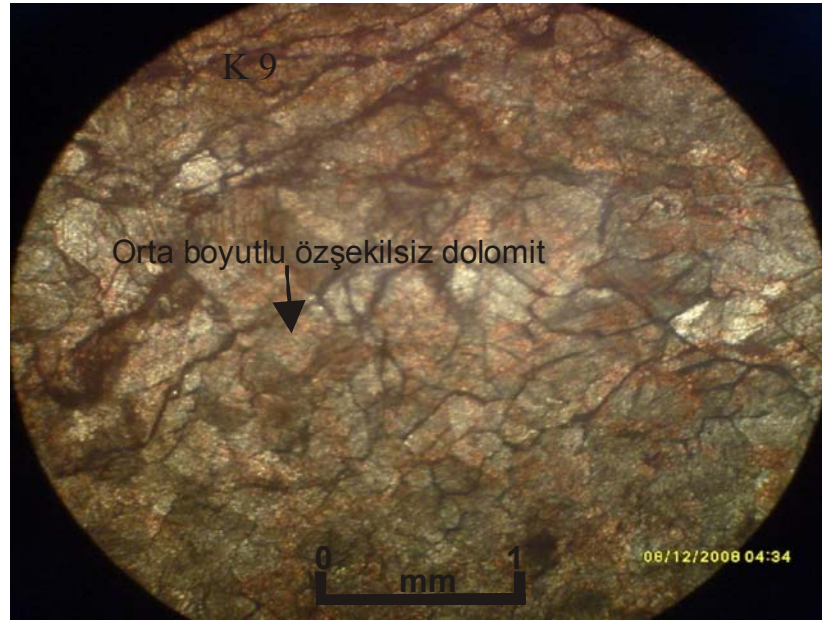
5.1.2. Dolomit fasiyesi 2 (df2) [orta-iri boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit]:

Bu tip dolomit orta (0,1-0,3 mm) –iri (0,3-6 mm) boyutlu özşekilsiz, grimsi-beyazımsı renkli, genelde kirli görünümlü kristal mozayiginden oluşmaktadır. Kristaller arası sınırlar düzensiz, girintili çıkıntılıdır. Dolomit kristallerinin aralarında hidrokarbon kalıntıları görülmektedir (Şekil 5.4, 5.5).

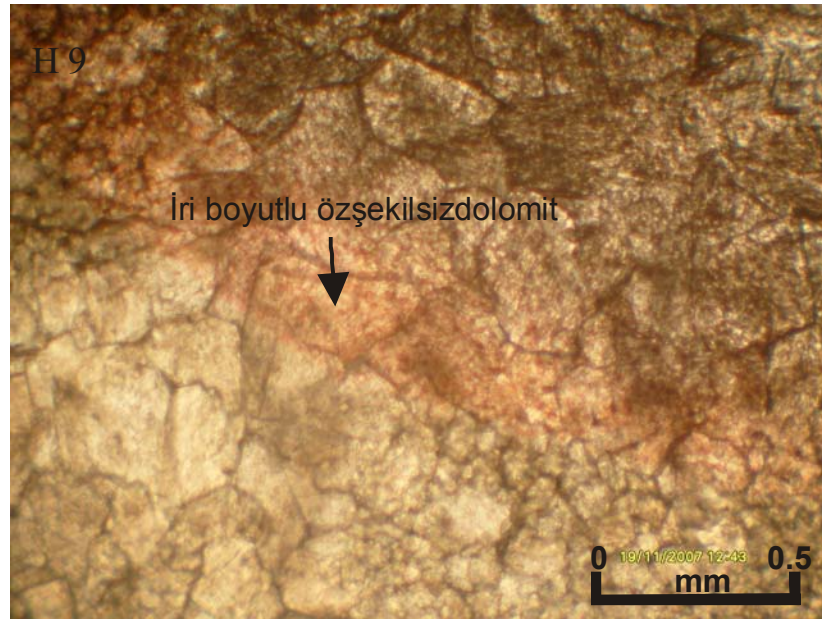
Bu tip dolomit oluşumu orta-geç diyajenetik replase dolomit ile ilişkilidir. Birincil kireçtaşı/dolotaşlarının replasesi olarak meydana gelir. Bu replase tipinde genellikle orijinal dokular korunmazlar. Bu dolomit tipi Sibley ve Greg (1987) tarafından ksenotopik dolomit olarak da tanımlanan dokuya benzerlik göstermektedir. Ksenotopik doku yükselen sıcaklarda, önceki dolomitin neomorfik rekristalizasyonu veya kireçtaşlarının dolomit tarafından replase edilmesiyle meydana gelmektedir (Gregg ve Sibley, 1984). Folk (1959) birkaç stratigrafik zonda meydana gelen düzensiz şekilli kompozit dolomiti tanımlamıştır. Gömülme ortamlarında özşekilsiz (non planar-a) dolomitin, birincil kireçtaşlarının replase edilmesiyle oluştuğunu belirtmiştir. Böyle bir replase yüksek porozite ve permeabiliteyle karakterize olan belirli zonlarda meydana gelir (Amtor ve Friedman 1991). Bu da orijinal veya ikincil gözeneklilik ve permeabilite gelişimi non-planar-a dolomitin yayılımını bir miktar kontrol etmektedir (Amtor ve Friedman 1991).

5.1.3. Dolomit fasiyesi 3 (df3) [orta-iri boyutlu subhedral (yarıözşekilli) dolomit]:

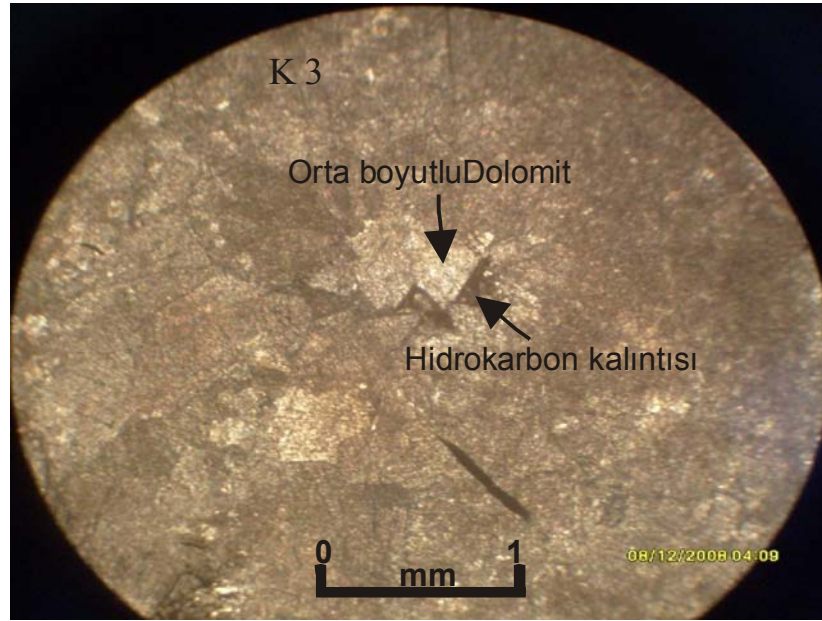
Bu tip dolomit orta (0,1-0,3 mm)-iri (0,3-6 mm) boyutlu yarıözşekilli, beyazımsı, sarımsı renkli kristal mozayiginden oluşmaktadır. Kristaller arası sınırlar düzgün, hafif girintili çıkıntılıdır. Bazı kristallerde tek veya çift yönlü dilimlenme görülmektedir. Bazı kristallerde ise zonlanma görülmektedir. Kristaller arası çatlaklarda kalsit yer almaktadır. Yer yer hidrokarbon kalıntıları da görülmektedir (Şekil 5.6).



Şekil 5.4. Orta kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: K-9; T.N.).



Şekil 5.5. Orta-iri kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: H-9; T.N.).



Şekil 5.6. Orta-iri kristalli, özşekilsiz-yarıözşekilli dolomit kristalleri ve hidrokarbon kalıntıları (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: K-3; T.N.).

Bu tip dolomit oluşumu orta-geç diyajenetik dolomit ile ilişkilidir. Hipidiyomorfik doku görülmektedir.

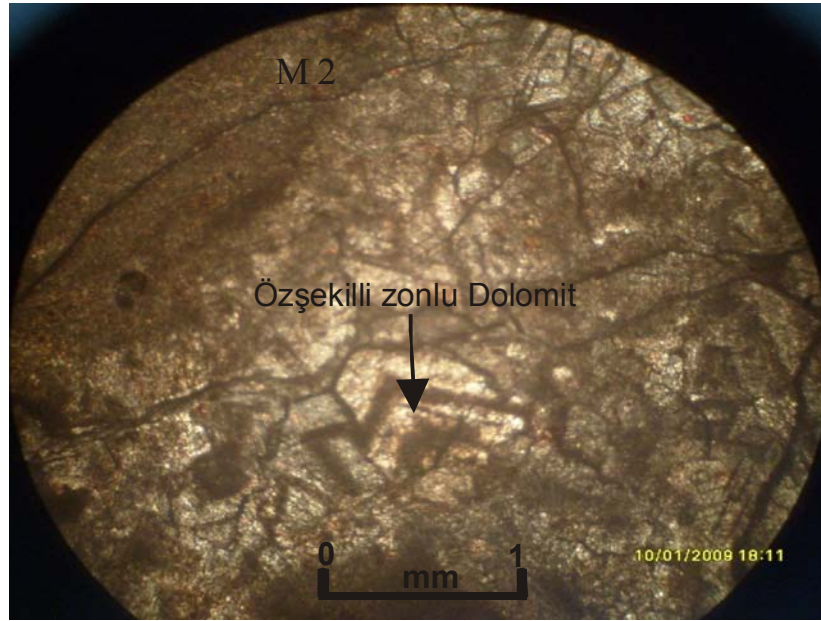
5.1.4. Dolomit fasiyesi 4 (df4) [iri-çok iri boyutlu öhedral (özşekilli) dolomit]:

Bu tip dolomit iri (0,3-0,6 mm)-çok iri (0,6-1 mm) boyutlu, özşekilli, beyazımsı, sarımsı renkli kristallerden oluşmaktadır. Kristaller arası sınırlar genelde düzgündür. Dolomit Kristalleri arasında az miktarda kalsit kristalleri de görülmektedir.

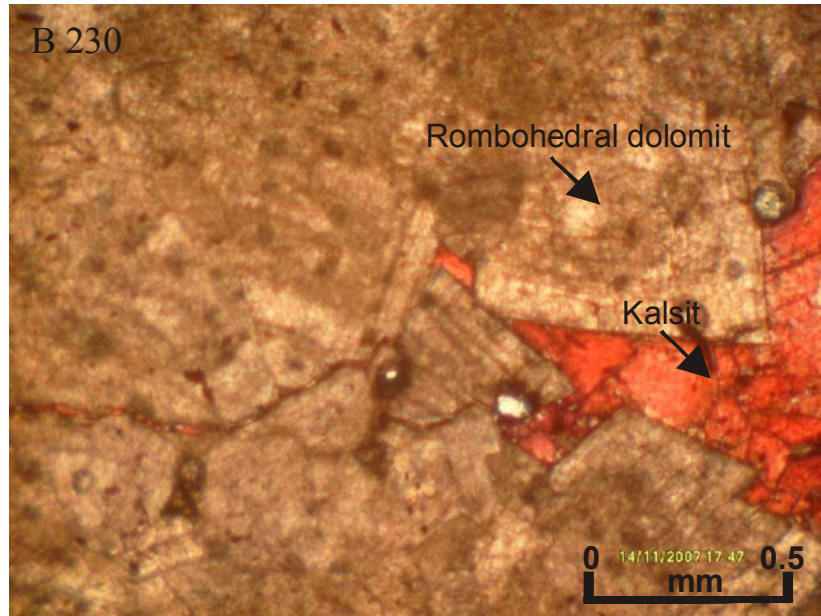
Bu dolomit oluşumu, boşluk dolgusu dolomit gelişimi şeklinde görülmektedir. Geç diyajenetik dolomit oluşumuyla ilgili olarak meydana gelmektedir. Özşekilli gelişen dolomitlerin bir kısmında zonlanma görülmektedir. Bu zonlu dolomitler dumanlı kenarlı, berrak merkezli veya berrak kenarlı, dumanlı merkezli şeklinde görülmektedir (Şekil 5.7, 5.8).

5.1.5. Kireçtaşı fasiyesi 1 (kf1) [çamurtaşı]:

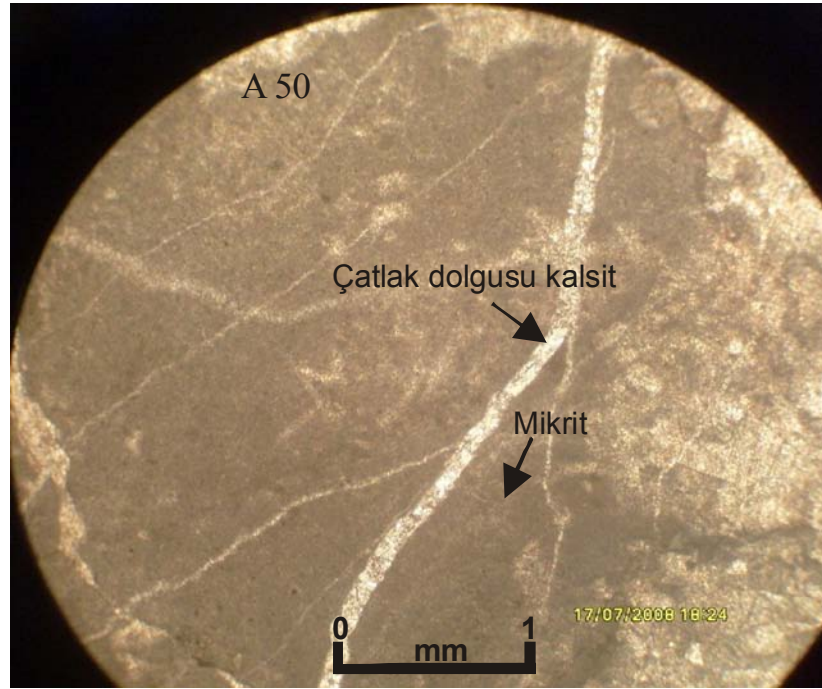
Bu fasiyes siyah renkli mikritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. İskeletsel taneler yoktur veya çok az bulunmaktadır (Şekil 5.9).



Şekil 5.7. Orta-iri kristalli, özşekilli, zonlu dolomit kristalleri, bazıları dumanlı merkezli berrak kenarlı (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: M-2; T.N.).



Şekil 5.8. İri kristalli, özşekilli, zonlu dolomit kristalleri ve boşluklarda kalsit mozayîği (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: B-230; T.N.).



Şekil 5.9. Mikritik kalsit ve çatlak içerisinde sparitik kalsit (Kayaç adı: Çamurtaşı; N: A-50; T.N.).

5.1.6. Kireçtaşı fasiyesi 2 (kf2) [vaketaşı]:

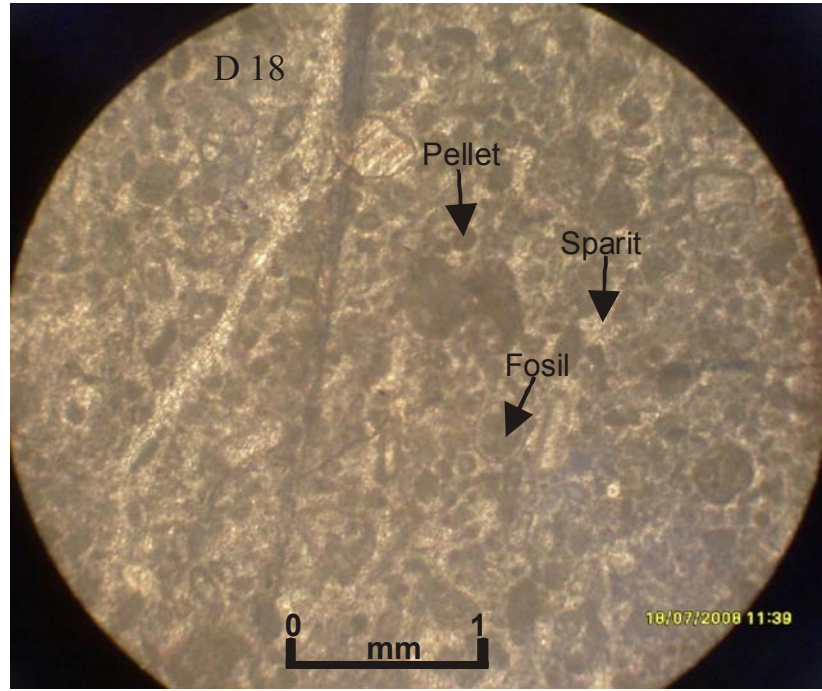
Bu fasiyeste mikrit ve az miktarda sparit bağlayıcı olarak görülmektedir. İskeletsel tanelerden fosil, intraklast ve pelletler görülmektedir (Şekil 5.10).

5.1.7. Kireçtaşı fasiyesi 3 (kf3) [istiftaşı]:

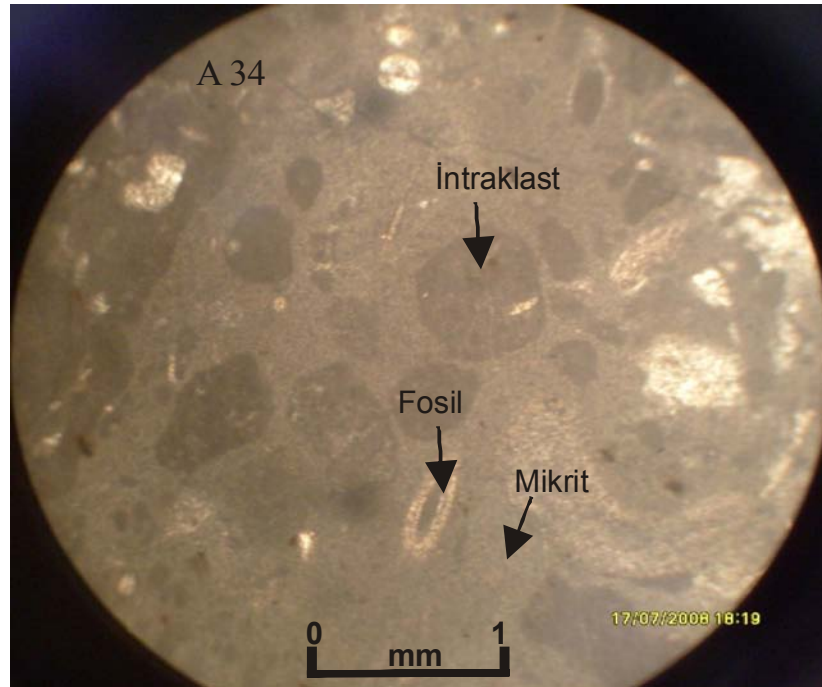
Bu fasiyeste mikrit ve sparit bağlayıcı olarak görülmekte olup, bol miktarda fosil, fosil parçaları, intraklast taneleri ile az miktarda pellet görülmektedir (Şekil 5.11, 5.12).

5.1.8. Kireçtaşı fasiyesi 4 (kf4) [kristalin kireçtaşı]:

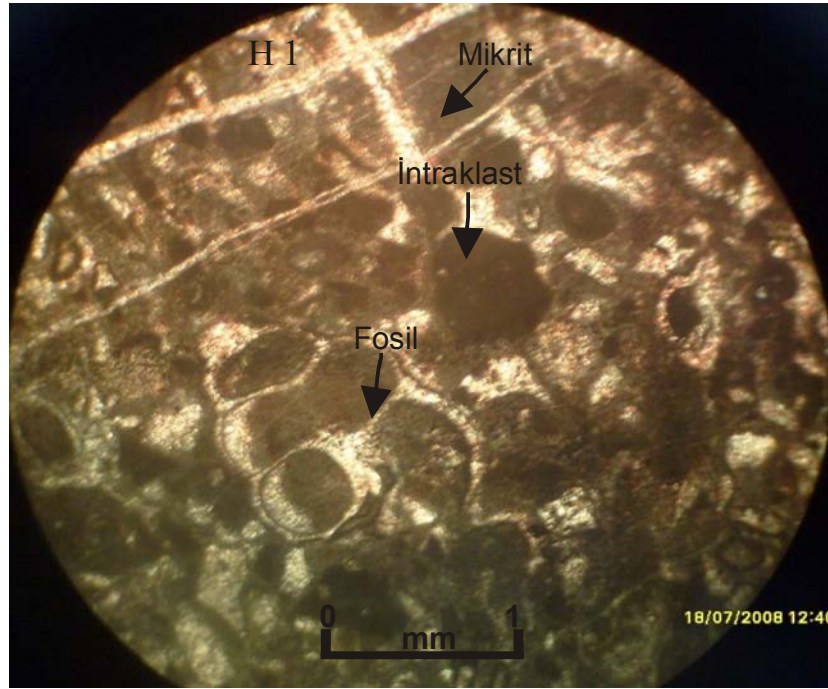
Bu fasiyeste iri boyutlu kalsit kristalleri görülmektedir. Orta-iri boyutlu yarıözşekilli-özşekilsiz kristaller görülmektedir. Kristal sınırları düzgün, hafif girintili çıkıntılıdır (Şekil 5.13).



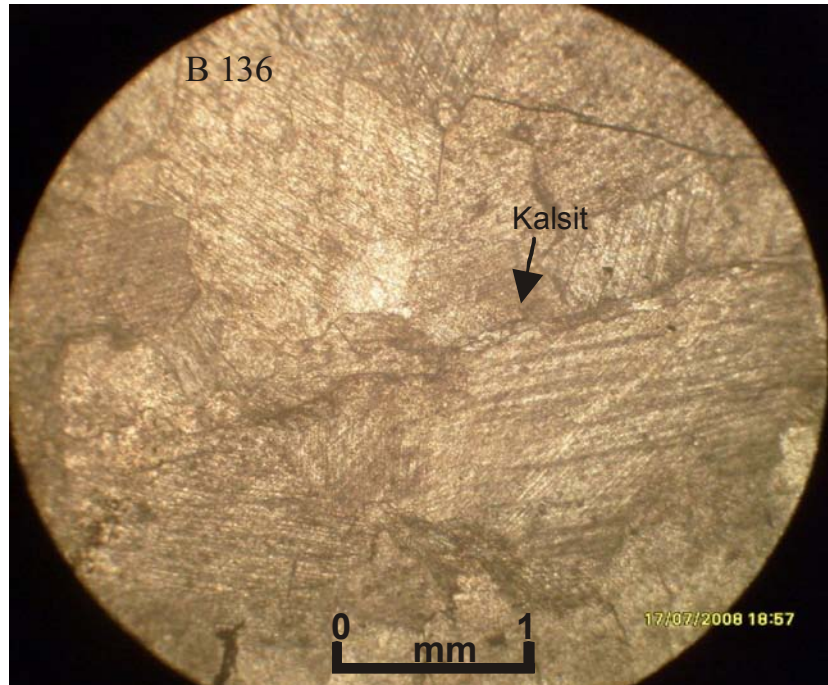
Şekil 5.10. Sparitle tutturulmuş tanımlanamayan fosil tanesi ve pellet (Kayaç adı: Vaketaşı; N: D-18; T.N.).



Şekil 5.11. Mikritik bağlayıcıyla tutturulmuş tanımlanamayan fosil ve intraklast taneleri (Kayaç adı: İstiftaşı; N: A-34; T.N.).



Şekil 5.12. Mikritik ve sparitik bağlayıcıyla tutturulmuş tanımlanamayan fosil ve intraklast taneleri (Kayaç adı: İstiftaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: H-1; T.N.).



Şekil 5.13. İri boyutlu, yarıözşekilli-özşekilsiz kalsit kristalleri (Kayaç adı: Kristalin kireçtaşı; N: B-136; T.N.).

5.2. ÖSK 1'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

ÖSK-1'den alınan numuneler, Isparta M26d3 paftası, 42820E-53756N ile 42940E-53548N koordinatları arasından alınmıştır. 1 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda az bir kalınlıktaki dolomitte (yaklaşık 25 m) başlayıp üstte doğru kireçtaşlarına geçiş gösterir ve yer yer kalsitik dolomitlerle ardalama sunar (Şekil 5.14). Kireçtaşları içerisinde % 58-67 intraklast, %2-11 fosil, %3 pellet, %7-20 sparit ve %7-90 mikrit bulunmaktadır (Tablo 5.1.A, Şekil 5.15).

Dolomitler mikro-orta boyutlu, özşekilsiz, ksenotopik dokulu kristallerden oluşmaktadır. Kirli görümlü kristaller arasında mikro-orta boyutlu kalsit kristalleri yer almaktadır (Tablo 5.1.B, Şekil 5.16).

Tablo 5.1. A. ÖSK-1'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
I-1	5	95	-	55d	-	-	-	-	DOLOMIT
I-14	100	-	4.5	67.6	-	3.3	6.8	17.8	İSTİFTAŞI
I-20	99,8	0.2	11	60.1	1	0.5	20.2	7	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI
I-24	18.3	81.7	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
I-47	100	-	-	-	-	-	9	91	ÇAMURTAŞI
I-90	17	83	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
I-108	100	-	-	58.6	-	-	10.6	30.8	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI
I-116	100	-	2	-	-	-	8	90	ÇAMURTAŞI
I-124	24.5	75.5	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.

d= Dolomitleşmiş taneler

Tablo 5.1. B. ÖSK-1'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri

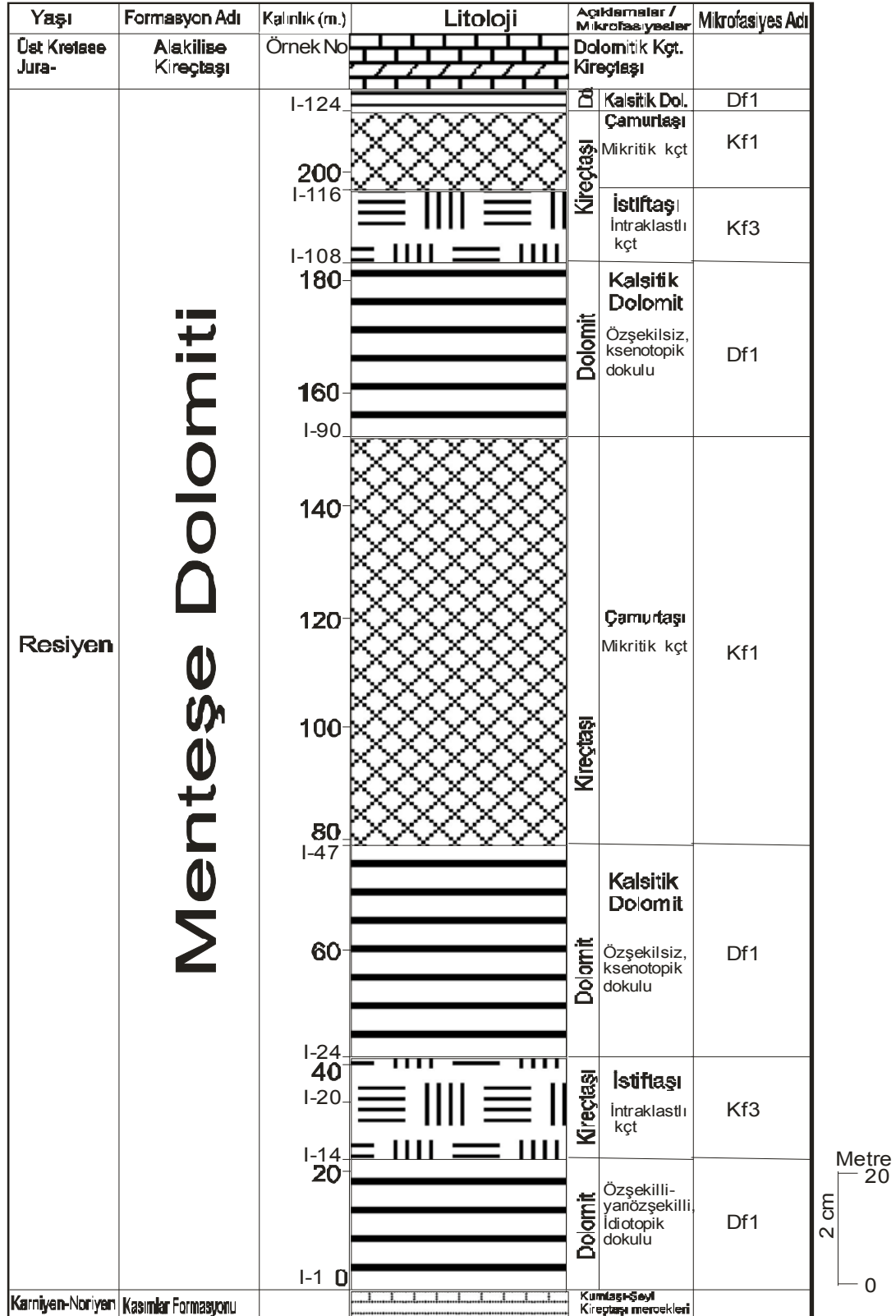
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
I-1	5	95	55d	Orta-iri	İyi	X	X	-	İdiotopik
I-24	18.3	81.7		Mikro-iri	kötü	-	-	X	Ksenotopik
I-90	17	83		Mikro-orta- iri	kötü	-	-	X	Ksenotopik
I-124	24.5	75.5		Mikro-orta	kötü	-	-	X	Ksenotopik

d= Dolomitleşmiş taneler

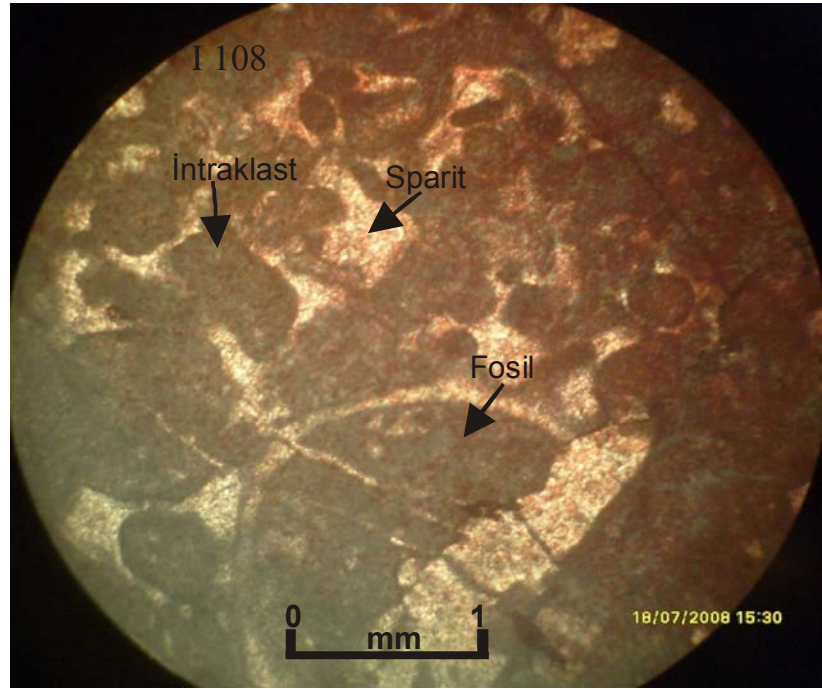
Öz= Özşekilli

Yö= yarı özşekilli

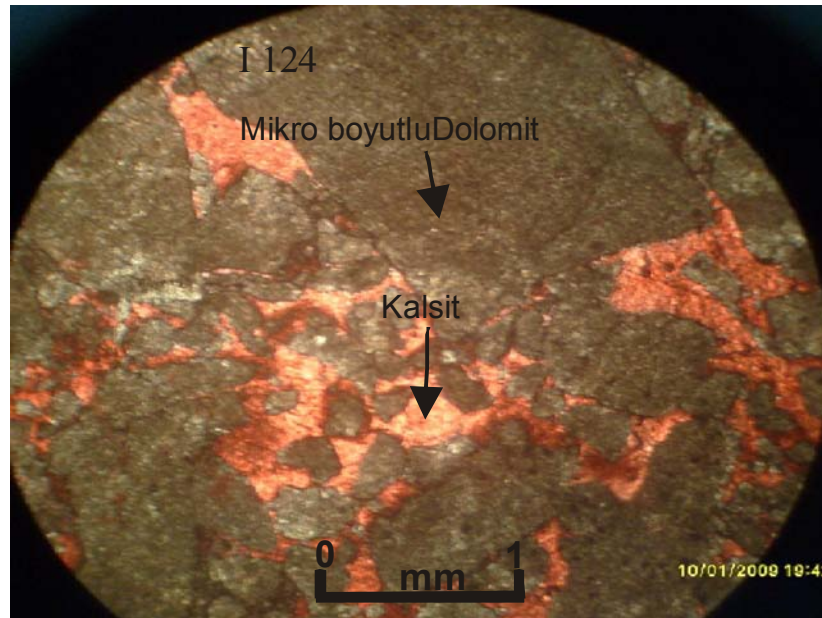
Ös= Özşekilsiz



Şekil-5.14. Ösk-1 Mikrofasies dikme kesiti
 Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 850m
 Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 910m.



Şekil 5.15. Sparitik bağlayıcıyla tutturulmuş tanımlanamayan fosil kavkı ve taneleri (Kayaç adı: İstiftaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: I-108; T.N.).



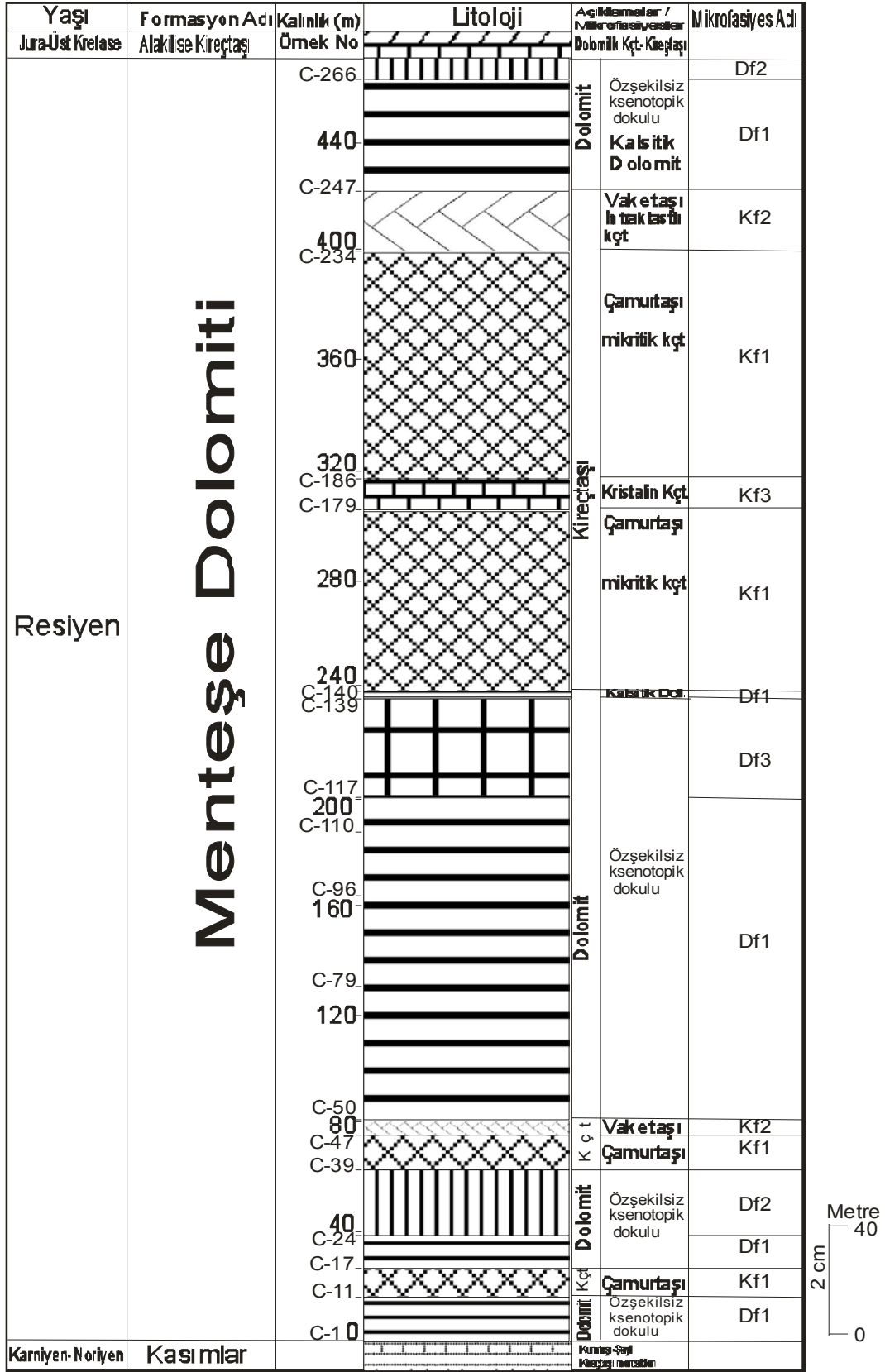
Şekil 5.16. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri ve boşluklarda kalsit çimentosu (Kayaç adı: Kalsitik dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: I-124; T.N.).

5.3. ÖSK 2'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

ÖSK-2'den alınan numuneler, Isparta M26d3 paftası, 41012E-53052N ile 41325E-53137N koordinatları arasından alınmıştır. 2 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda dolomitte başlamakta olup orta seviyelere kadar devam etmektedir. Bu dolomitler arasında yer yer kireçtaşları da bulunmaktadır. Üste doğru kireçtaşları devam etmekte olup en üst kesimde tekrar dolomitler görülmektedir (Şekil 5.17). Kireçtaşlarının bir kısmında ilksel doku korunmuş olup %15 oranında intraklast görülmektedir. Sparit %11-70, mikrit %38-100 oranındadır (Tablo 5.2.A, Şekil 5.18).

Dolomitler genelde mikro-orta boyutlarda görülmekte olup azda olsa iri boyutlu kristaller de görülmektedir. Özşekilsiz-yarıözşekilli dolomit kristallerinde egemen doku ksenotopik dokudur. Dolomitler genelde kirli bir görünüme sahip olup bazılarında çift yönlü dilinimlenme de görülmektedir. Bol çatlaklı olan dolomitlerde çatlak dolgusunu kalsit oluşturmakta, çatlakların bir kısmında dolomitleşme de görülmektedir (Tablo 5.2.B, Şekil 5.1, 5.19).

ÖSK-2'den alınan örneklerden (C-17, 96) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu yarı özşekilli-özşekilsiz-özşekilli, ince-orta kristalli, dolomit kristalleri tespit edilmiş ve EDX diyagramı çizdirilmiştir (Şekil 5.20.a-b, Şekil 5.21.a-b). Bu numunelere ait EDX'e göre mineral bileşimleri de tablo 5.2.C-D' de verilmiştir.



Şekil-5.17. Osk-2 Mikrofasies dikme kesiti.
 Koordinatlar: Başlangıç: X-41012E Y-53052N Z- 1023m
 Bitiş : X-41325E Y-53137N Z- 1102m

Tablo 5.2. A. ÖSK-2'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
C-1	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
C-11	100	-	1.2	-	-	8.1	11	79.7	ÇAMURTAŞI
C-17	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
C-24	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
C-39	100	-	0.7	-	-	-	12	87.3	ÇAMURTAŞI
C-47	100	-	0.4	14.7	-	-	11.3	73.6	VAKETAŞI
C-50	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
C-79	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
C-96	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
C-110	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
C-117	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
C-139	14	86	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
C-140	100	-	-	-	-	-	-	100	ÇAMURTAŞI
C-179	100	-	-	-	-	-	-	-	KRİSTALİN KÇT
C-186	100	-	-	-	-	-	-	100	ÇAMURTAŞI
C-234	100	-	0.8	15.3	0.6	1.3	21.3	60.7	VAKETAŞI
C-247	13.6	86.4	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
C-266	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT

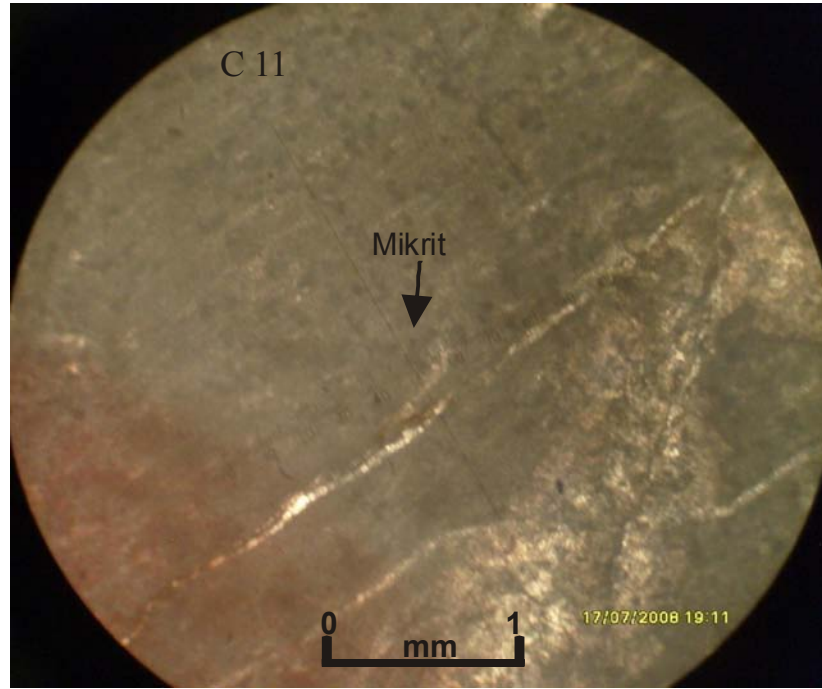
Tablo 5.2. B. ÖSK-2'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
C-1	-	100		Mikro-orta	iyi	-	-	X	Ksenotopik
C-17	-	100		Orta	iyi	-	-	X	Ksenotopik
C-24	-	100		Orta-iri	iyi	-	X	X	Hipidiyotopik
C-50	-	100		Mikro-iri	kötü	-	-	X	Ksenotopik
C-79	-	100		Mikro-orta	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
C-96	-	100		Orta	İyi	-	-	X	Ksenotopik
C-110	-	100		Mikro	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
C-117	-	100		İri	İyi	-	x	X	Hipidiyotopik
C-139	14	86		İri-çok iri	İyi	-	X	X	Hipidiyotopik
C-247	13.6	86.4		Mikro-iri	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
C-266	-	100		Orta	iyi	-	-	X	Ksenotopik

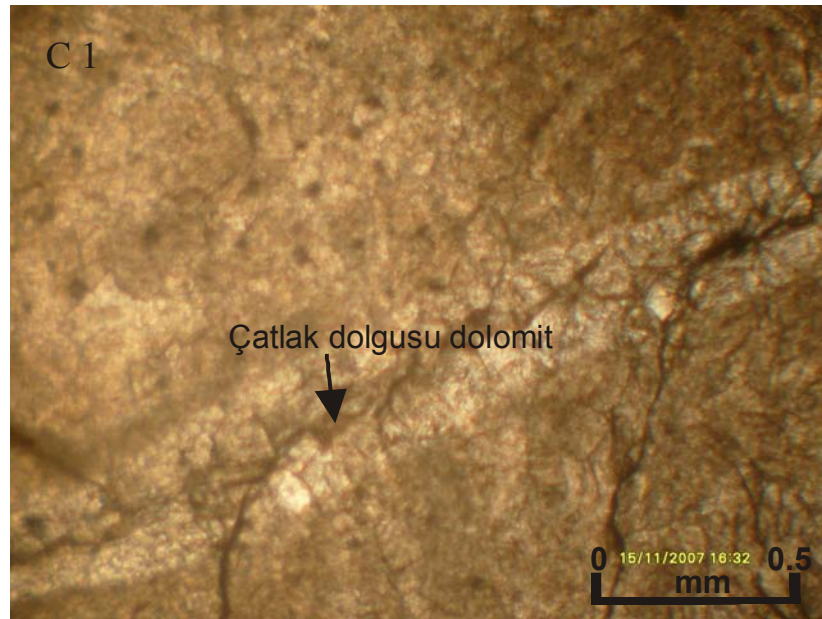
Öz= Özşekilli

Yö= yarı özşekilli

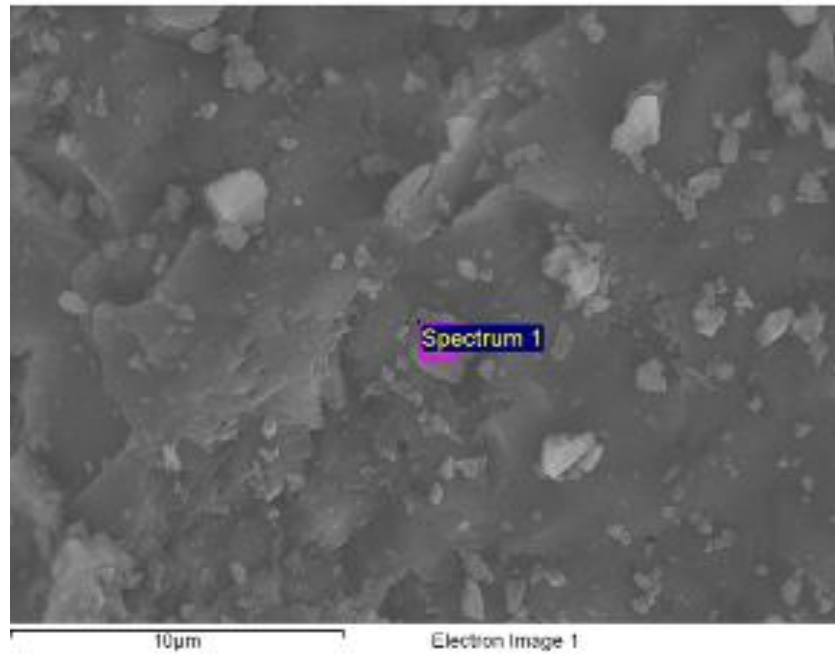
Ös= Özşekilsiz



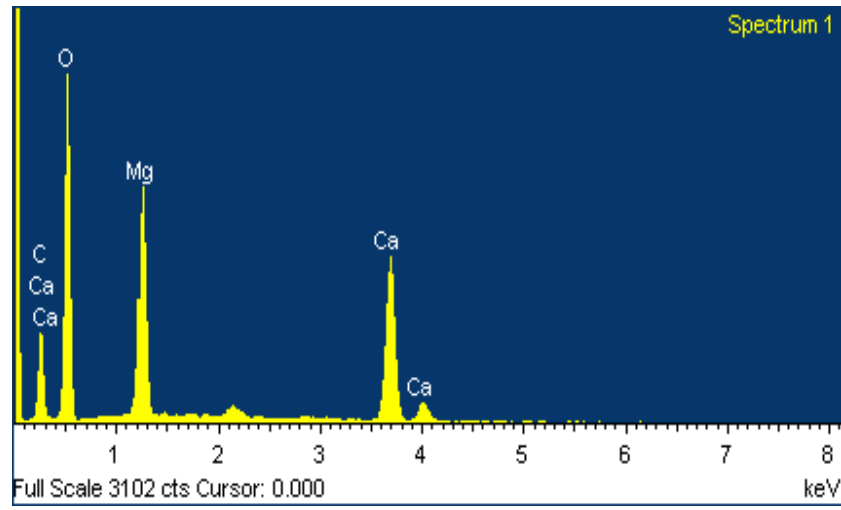
Şekil 5.18. Mikritik kalsit (Kayaç adı: Çamurtaş1, N: C-11; T.N.).



Şekil 5.19. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri ve çatlak içerisinde dolomit gelişimi (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: C-1; T.N.).



a



b

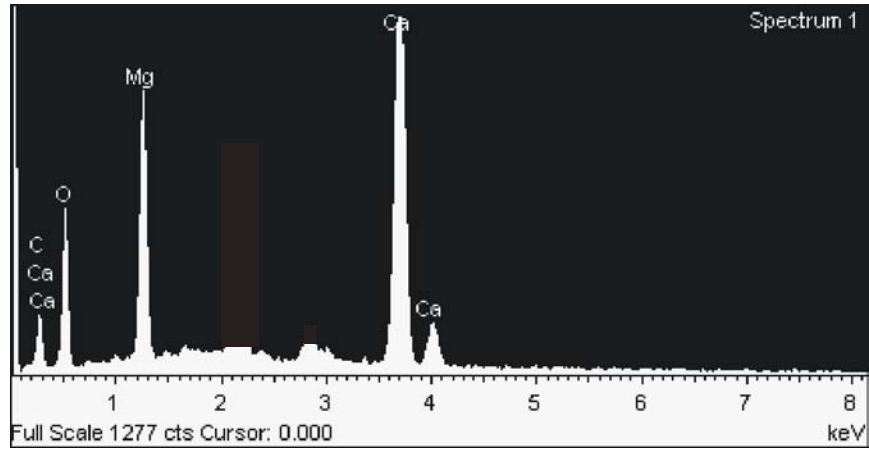
Şekil 5.20.a-b. İnce kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX) (N: C17).

Tablo 5.2.C. C17 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum 1)

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
C	7.81	13.55	28.61	CO ₂
Mg	12.98	11.13	21.53	MgO
Ca	35.64	18.54	49.86	CaO
O	43.57	56.78		
Totals	100.00			



a



b

Şekil 5.21.a-b. İnce kristalli, yarı özşekilli – özşekilli dolomit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX) (N: C96).

Tablo 5.2.D. C96 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum 1)

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
C	14.81	21.96	54.25	CO ₂
Mg	12.27	8.99	20.34	MgO
Ca	18.16	8.07	25.41	CaO
O	54.77	60.98		
Totals	100.00			

5.4. ÖSK 3'ten Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

ÖSK-3'ten alınan numuneler, Isparta M26d3 paftası, 37373E-52775N ile 36754E-52252N koordinatları arasından alınmıştır. 3 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabandan tavana kadar yaklaşık 350 m. kalınlıktaki dolomitlerden oluşur (Şekil 5.22, Tablo 5.3.A).

Dolomitler mikrodan iriye değişen boyutlarda özşekilsiz-yarıözşekilli-özşekilli ksenotopik-hipidiyotopik dokulu kristallerden oluşmaktadır (Tablo 5.3.B, Şekil 5.23). Kirli görünümlü kristallere sahip olan dolomitler arasındaki çatlaklarda hidrokarbon kalıntıları mevcuttur.

Tablo 5.3.A. ÖSK-3'ten alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
L-1	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
L-2	-	100	-	12d	-	-	-	-	DOLOMIT
L-3	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
L-4	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
L-5	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
L-6	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
L-7	-	100	-	3d	-	-	-	-	DOLOMIT
L-8	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
L-9	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
L-10	-	100	2d	-	-	-	-	-	DOLOMIT
L-11	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
L-12	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT

d= Dolomitleşmiş taneler

Tablo 5.3.B. ÖSK-3'ten alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri

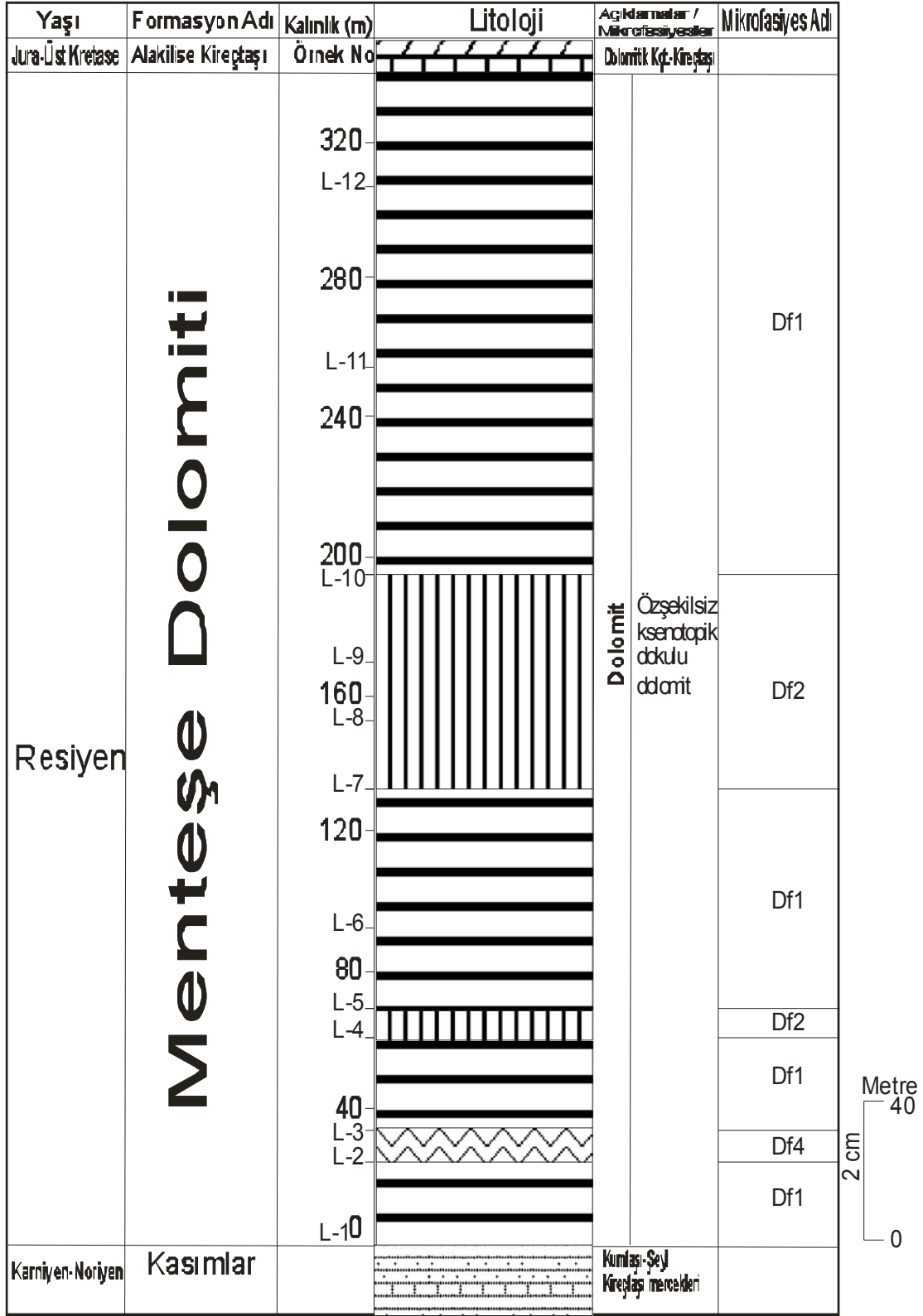
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
L-1	-	100	-	Orta-mikro	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
L-2	-	100	12d	Orta-iri	İyi	x	X	-	Hipidiyotopik
L-3	-	100	-	Mikro-orta	İyi	x	X	-	Hipidiyotopik
L-4	-	100	-	Orta-iri	Kötü	-	X	x	Ksenotopik
L-5	-	100	-	Mikro-orta	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
L-6	-	100	-	Mikro-orta	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
L-7	-	100	3d	Orta-iri	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
L-8	-	100	-	Orta-iri	İyi	-	x	X	Ksenotopik
L-9	-	100	-	Orta	İyi	-	-	X	Ksenotopik
L-10	-	100	2d	Mikro	İyi	-	-	X	Ksenotopik
L-11	-	100	-	Mikro	İyi	-	-	X	Ksenotopik
L-12	-	100	-	Mikro	İyi	-	-	X	Ksenotopik

d= Dolomitleşmiş taneler

Öz= Özşekilli

Yö= yarı özşekilli

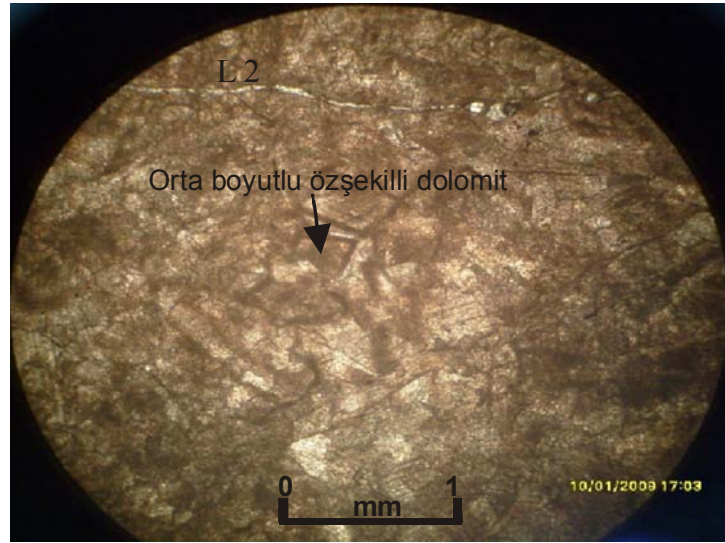
Ös= Özşekilsiz



Şekil-5.22. Ösk-3 Mikrofasies dikme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1063m

Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1470m



Şekil 5.23. Orta kristalli, özşekli, zonlu, dumanlı kenarlı, berrak merkezli dolomit (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: L-2; T.N.).

5.5. ÖSK 4'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

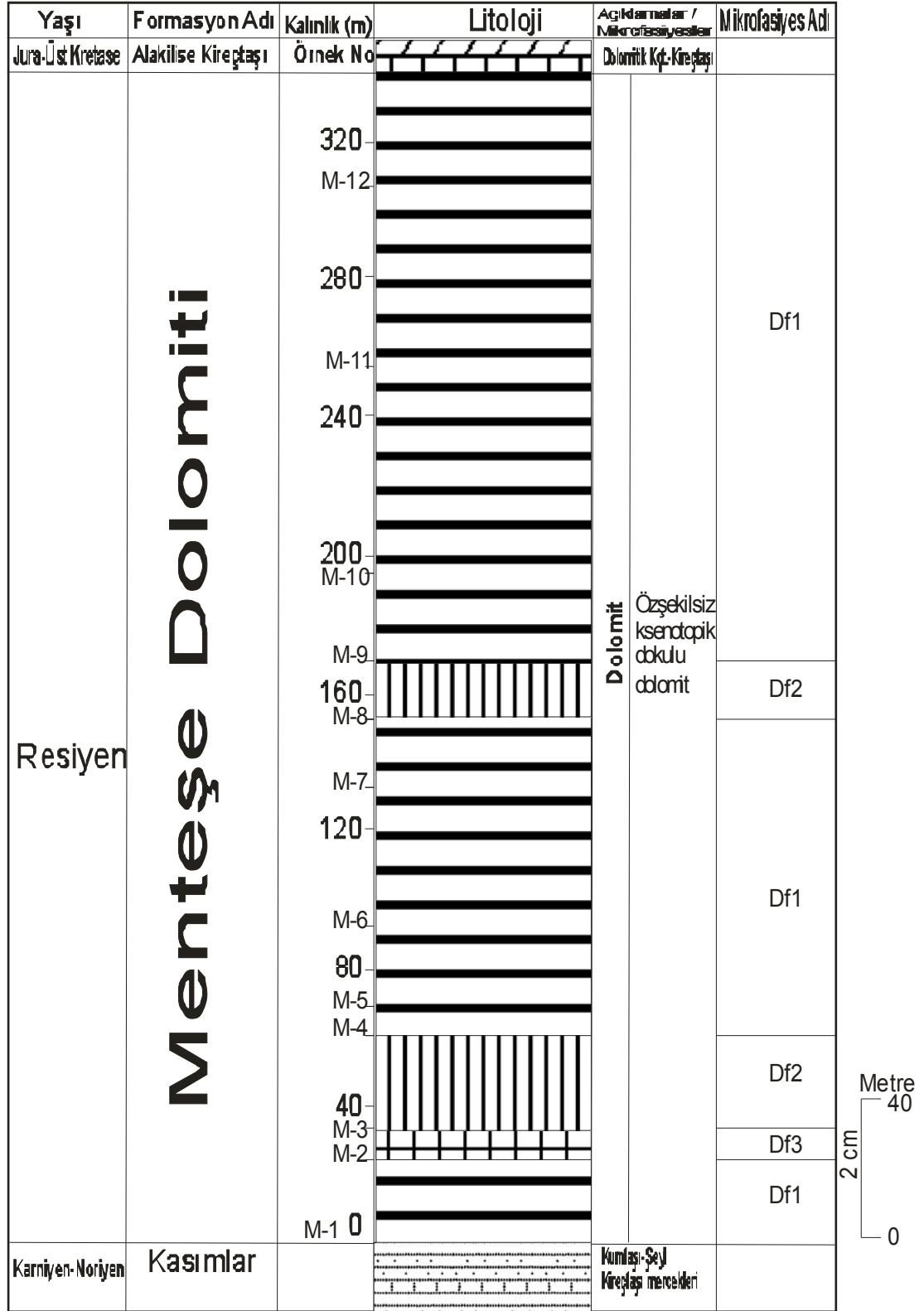
ÖSK-4'den alınan numuneler, Isparta M26d3 paftası, 34922E-54024N ile 34758E-53246N koordinatları arasından alınmıştır. 4 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabandan tavana doğru yaklaşık 350 m. kalınlıktaki dolomitlerden oluşur (Şekil 5.24, Tablo 5.4.A).

Dolomitler mikro-orta boyutlu özşekilsiz ksenotopik dokulu kristallerden oluşmaktadır (Tablo 5.4.B, Şekil 5.2, 5.6, 5.25). Kirli görümlü kristaller sahip olan dolomitler arasındaki çatlaklar dolomitleşmiştir. Hidrokarbon kalıntıları mevcuttur.

Tablo 5.4.A. ÖSK-4'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
M-1	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
M-2	-	100	-	15d	-	-	-	-	DOLOMIT
M-3	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
M-4	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
M-5	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
M-6	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
M-7	-	100	15d	2d	-	1d	-	-	DOLOMIT
M-8	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
M-9	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
M-10	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
M-11	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
M-12	-	100	1d	-	-	-	-	-	DOLOMIT

d= Dolomitleşmiş taneler



Şekil-5.24. Ösk-4 Mikrofasies dikme kesiti.
 Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1237m
 Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1583m

Tablo 5.4.B. ÖSK-4'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri.

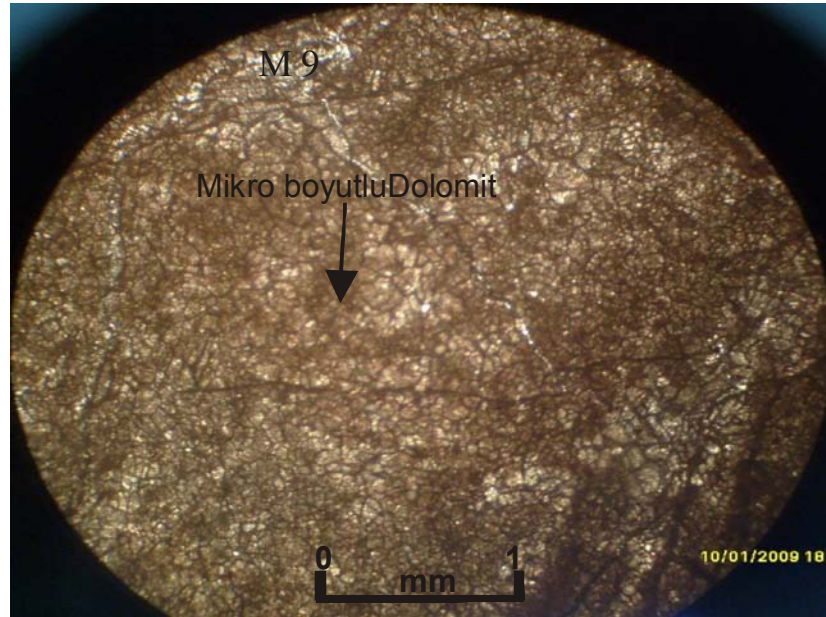
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
M-1	-	100	-	Mikro-orta	İyi	-	-	X	Ksenotopik
M-2	-	100	15d	Orta-iri	Kötü	-	X	X	Hipidiyotopik
M-3	-	100	-	Mikro-iri	Kötü	-	x	X	Ksenotopik
M-4	-	100	-	Orta-mikro	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
M-5	-	100	-	Mikro-orta	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
M-6	-	100	-	Orta-mikro	Kötü	-	X	X	Ksenotopik
M-7	-	100	18d	Mikro	İyi	-	-	X	Ksenotopik
M-8	-	100	-	İri-orta-mikro	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
M-9	-	100	-	Mikro	İyi	-	X	-	Hipidiyotopik
M-10	-	100	-	Mikro	İyi	-	-	X	Ksenotopik
M-11	-	100	-	Mikro	İyi	-	-	X	Ksenotopik
M-12	-	100	1d	Mikro	İyi	-	-	X	Ksenotopik

d= Dolomitleşmiş taneler

Öz= Özşekli

Yö= yarı özşekli

Ös= Özşekilsiz



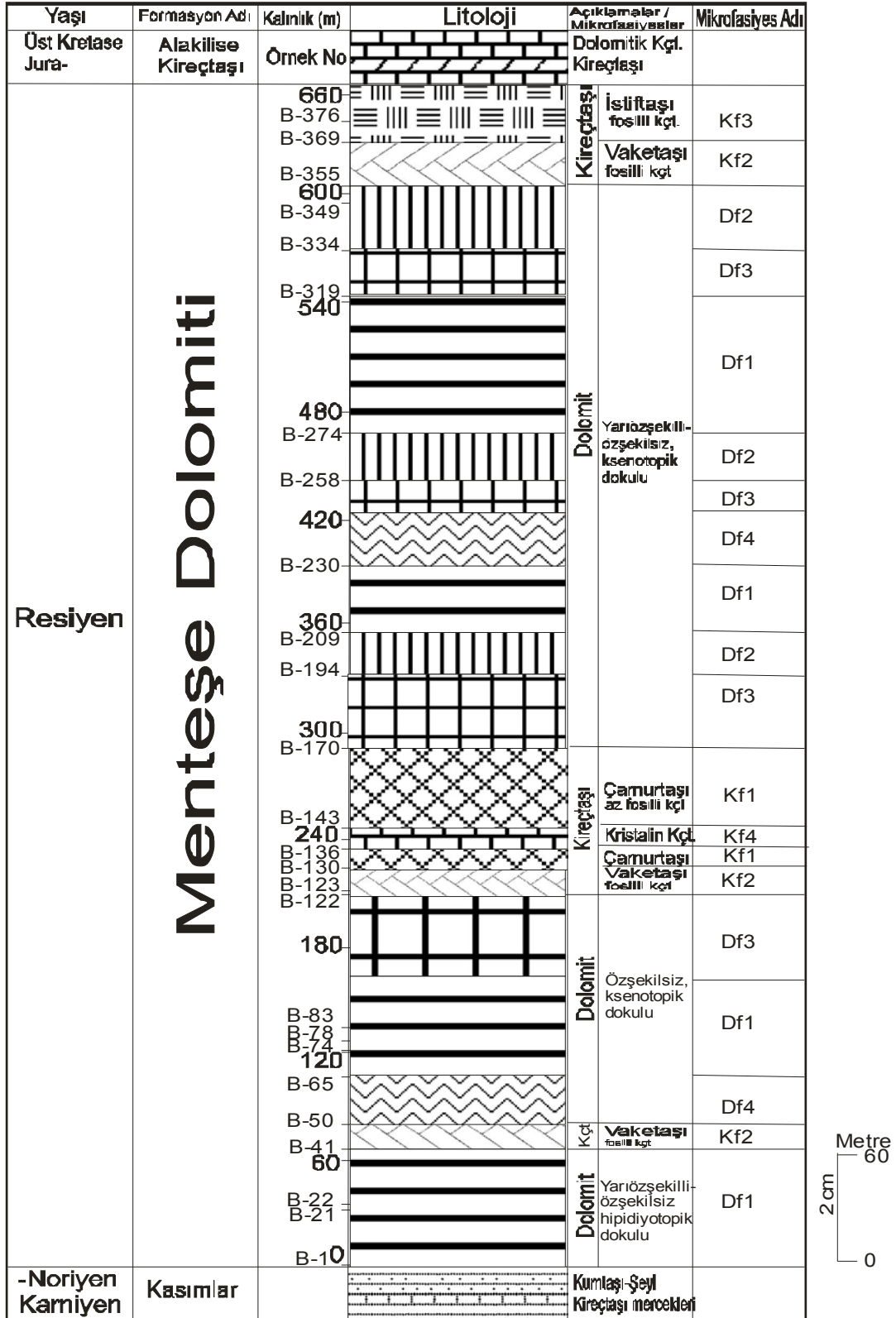
Şekil 5.25. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: M-9; T.N.).

5.6. ÖSK 5'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

ÖSK-5'den alınan numuneler, Isparta M26d4 paftası, 33622E-60171N ile 33178E-58578N koordinatları arasından alınmıştır. 5 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda dolomitte başlar. Yukarı doğru orta kesimlerde kireçtaşı bileşenleri yer almakta olup, orta seviyelerden yukarı doğru tekrar dolomitlere geçiş göstermektedir (Şekil 5.26). Üst kesimlerde ise kireçtaşları yer almaktadır. Kireçtaşları içerisinde fosil (%2-69) ve intraklast (%1-2) görülmekte olup, %11-71 oranında sparit ve % 15-52 oranında mikrit bulunmaktadır (Tablo 5.5.A, Şekil 5.27).

İnce kesitlerde mikrodan iriye değişen boyutlarda kirli görünümlü nadiren beyazımsı renkli yarıözşekilli-özşekilsiz dolomit kristalleri görülmektedir. Görülen doku hipidiyotopik-ksenotopik dokudur. Dolomitler içerisinde görülen çatlakların bir kısmı kalsitik iken bir kısmı da dolomitik özelliktedir. Bazı dolomit kristallerinde çift yönlü dilinimlenmede görülmektedir (Tablo 5.5.B, Şekil 5.28).

ÖSK-5'den alınan örneklerden (B-1, B-74,) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu özşekilsiz-özşekilli, ince-orta kristalli, dolomit ve kalsit kristalleri tespit edilmiş, EDX diyagramı çizdirilmiştir (Şekil 5.29.a-b, 30.a-b). Bu numunelere ait EDX'e göre mineral bileşimleri de Tablo 5.5.C-D' de verilmiştir.



Şekil-5.26. Ösk-5 Mikrofasisyon dikme kesiti.
 Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1750m
 Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 2072m

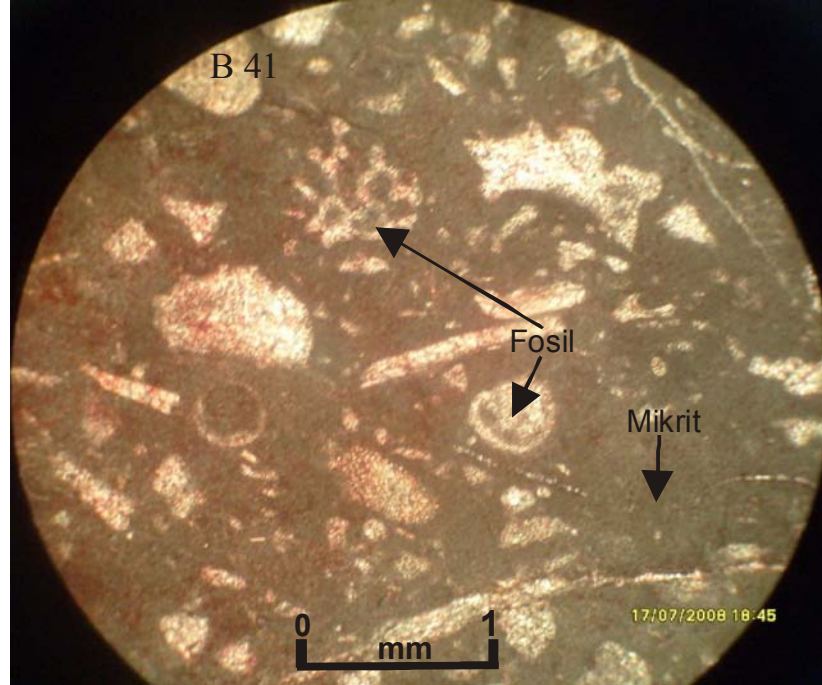
Tablo 5.5.A. ÖSK-5’den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
B-1	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-21	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-22	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-41	100	-	24.4	-	-	-	52.4	23.2	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI
B-50	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-65	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-74	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-78	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-83	1	99	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-122	93	7	25.8	.2	-	-	51.9	15.5	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI
B-123	99.8	0.2	12	-	-	-	44	43.8	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI
B-130	100	-	-	-	-	-	47.8	52.2	VAKETAŞI
B-136	99.8	0.2	-	-	-	-	-	-	KRİSTALİN KÇT
B-143	100	-	5.7	1.5	-	2	21.5	69.3	ÇAMURTAŞI-VAKETAŞI
B-170	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-194	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-209	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-230	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-258	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-274	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-319	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-334	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-349	1	99	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
B-355	100	-	37.5	-	-	-	37.5	25	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI
B-369	100	-	68.8	0.1	0.6	-	10.7	19.8	İSTİFTAŞI
B-376	100	-	48.5	0.7	-	-	20.8	30	İSTİFTAŞI

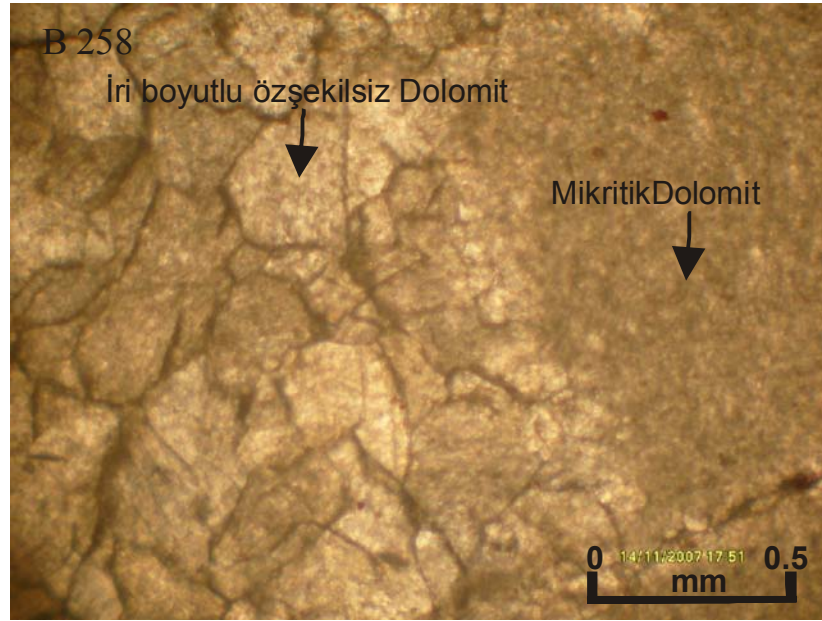
Tablo 5.5.B. ÖSK-5’den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
B-1	-	100	-	Mikro-iri	kötü	-	X	X	Hipidiyotopik
B-21	-	100	-	Mikro-iri	kötü	-	-	X	Ksenotopik
B-22	-	100		Mikro-orta	iyi	-	X	X	Hipidiyotopik
B-50	-	100		Orta	iyi	X	X	-	Hipidiyotopik
B-65	-	100		Mikro-orta	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
B-74	-	100		Mikro-orta	kötü	-	-	X	Ksenotopik
B-78	-	100		Mikro	kötü	-	-	X	Ksenotopik
B-83	1	99		Mikro- çok iri	kötü	-	-	X	Ksenotopik
B-170	-	100		Mikro-iri	kötü	-	-	X	Ksenotopik
B-194	-	100		Mikro-orta	kötü	x	X	X	Ksenotopik
B-209	-	100		Mikro-orta	iyi	-	-	X	Ksenotopik
B-230	-	90		Orta-iri	iyi	-	X	-	Hipidiyotopik
B-258	-	100		Mikro-orta	Kötü	-	X	X	Ksenotopik
B-274	-	100		Orta	İyi	-	-	X	Ksenotopik
B-319	-	100		Mikro-orta	Kötü	-	x	X	Ksenotopik
B-334	-	100		Mikro-orta	İyi	-	-	X	Ksenotopik
B-349	1	99		Orta-iri	iyi	-	x	X	Ksenotopik

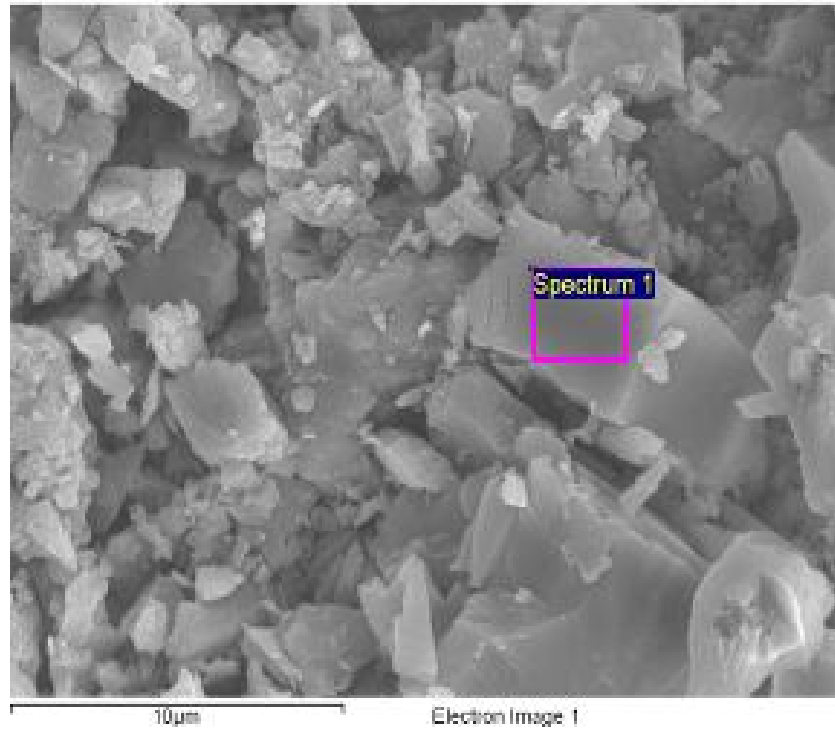
Öz= Özşekilli Yö= yarı özşekilli Ös= Özşekilsiz



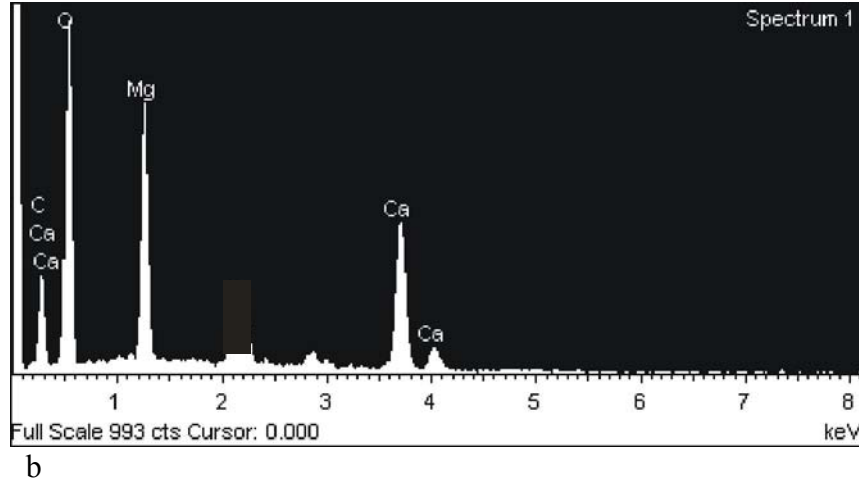
Şekil 5.27. Mikritik bağlayıcıyla tutturulmuş tanımlanamayan fosil ve intraklast taneleri (Kayaç adı: Vaketaşı; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: B-41; T.N.).



Şekil 5.28. İri kristalli, yarıözşekilli ve mikro kristalli özşekilsiz dolomit (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: B-258; T.N.).



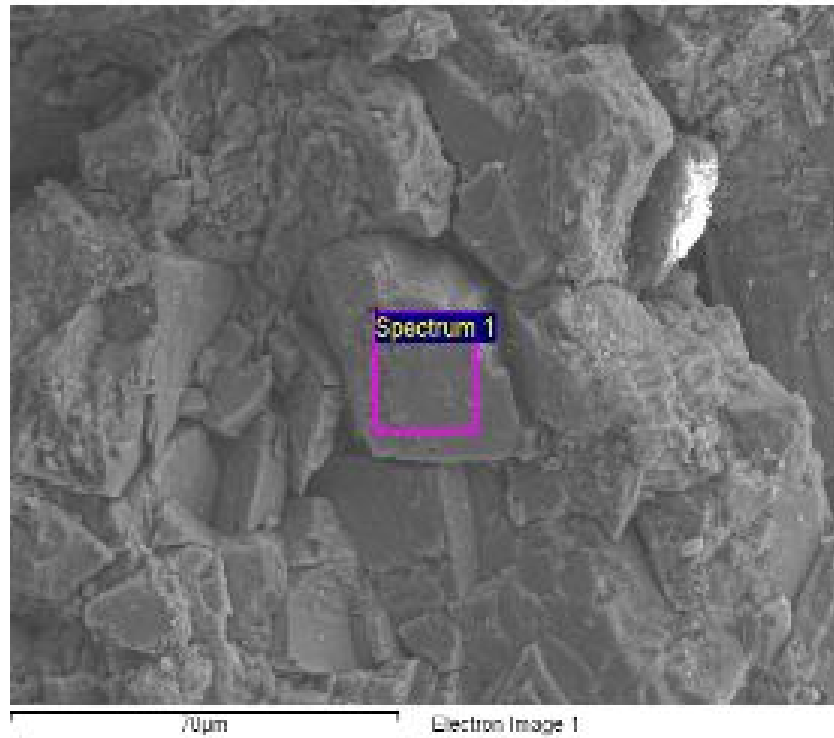
a

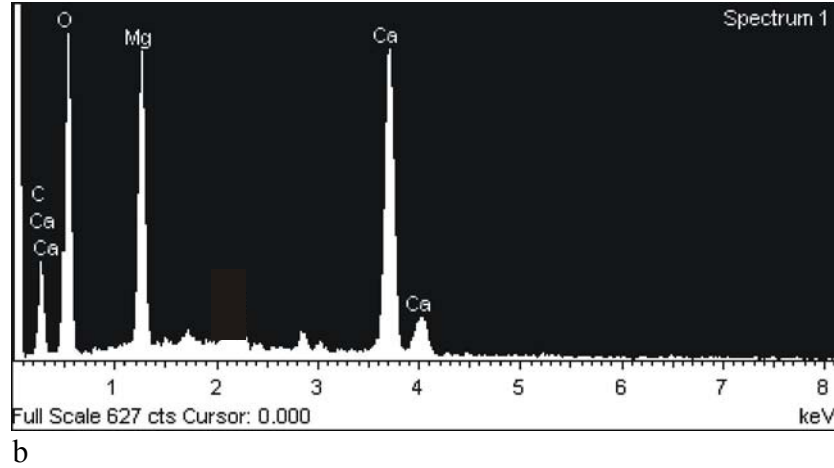


Şekil 5.29.a-b. İnce-orta kristalli, özşekli-özşekilsiz dolomit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX) (N: B1).

Tablo 5.5.C. B1 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum 1)

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
C	15.18	22.26	55.61	CO ₂
Mg	13.09	9.49	21.71	MgO
Ca	16.21	7.12	22.68	CaO
O	55.52	61.13		
Totals	100.00			





b

Şekil 5.30.a-b. İnce-orta kristalli, yarı özşekilli-özşekilsiz dolomit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX) (N: B74).

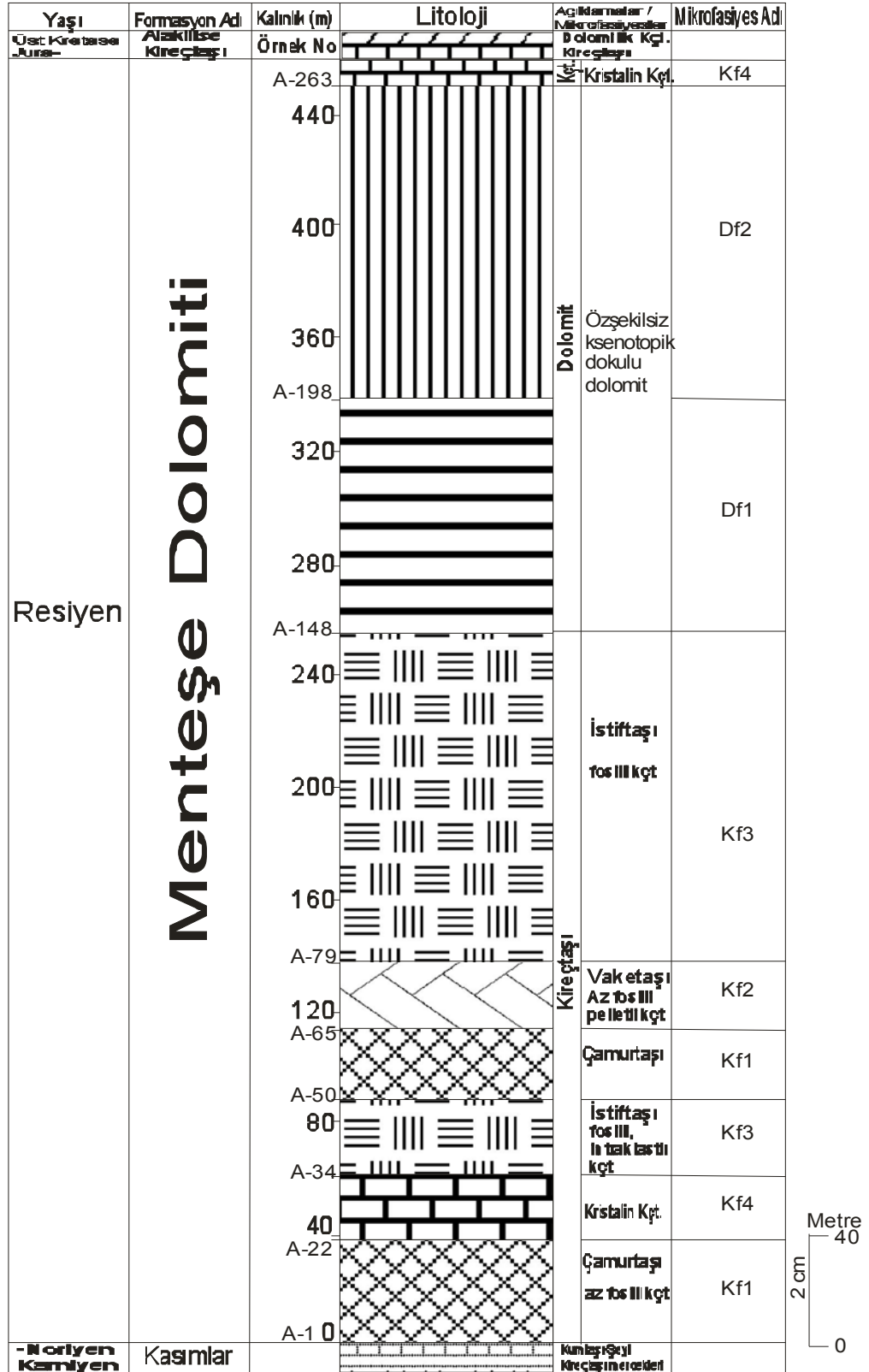
Tablo 5.5.D. B74 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum 1)

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
C	11.51	18.34	42.18	CO ₂
Mg	12.42	9.78	20.60	MgO
Ca	26.61	12.71	37.23	CaO
O	49.46	59.17		
Totals	100.00			

5.7. ÖSK 6'dan Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

ÖSK-6'dan alınan numuneler, Isparta M26d4 paftası, 31275E-62075N ile 30722E-62348N koordinatları arasından alınmıştır. 6 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda kireçtaşlarıyla başlamakta orta kesimlerde dolomitlere geçiş göstermekte ve en üstte az bir seviyede tekrar kireçtaşları görülmektedir (Şekil 5.31). Alt seviyelerde yer alan kireçtaşı bileşenlerini fosil (%1-53), intraklast (%3-20), ve pelletler (%1-7) oluşturmaktadır. Kireçtaşlarında bağlayıcılar olarak %9-74 sparit ve % 21-65 oranında mikrit yer almaktadır (Tablo 5.6.A, Şekil 5.8, 5.10, 5.32).

İnce kesitlerde mikrodan iriye değişen boyutlarda, özşekilsiz-yarıözşekilli-özşekilli, ksenotopik-hidiotopik dokulu dolomit kristalleri görülmektedir (Tablo 5.6.B, Şekil 5.33). Beyazımsı-grimsi renklerde görülen bu dolomitlerin arasında az miktarda demirli matrikste görülmektedir.



Şekil-5.31. Ösk-Ö Mikrofasiyes dökme kesiti.
 Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1428m
 Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1475m

Tablo 5.6.A. ÖSK-6'dan alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
A-1	100	-	3.4	-	-	-	31.8	64.8	ÇAMURTAŞI-VAKETAŞI
A-22	100	-	-	-	-	-	100	-	KRİSTALİN KÇT
A-34	100	-	41.2	20.4	-	4.6	12.3	21.5	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI
A-50	100	-	0.9	3.7	-	-	37.6	57.8	ÇAMURTAŞI-VAKETAŞI
A-65	100	-	17.2	2.5	-	.7	26.8	52.8	VAKETAŞI
A-79	100	-	53.1	.4	-	-	9.1	37.4	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI
A-148	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
A-198	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
A-263	100	-	-	-	-	-	-	-	KRİSTALİN KÇT

Tablo 5.6.B. ÖSK-6'dan alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri

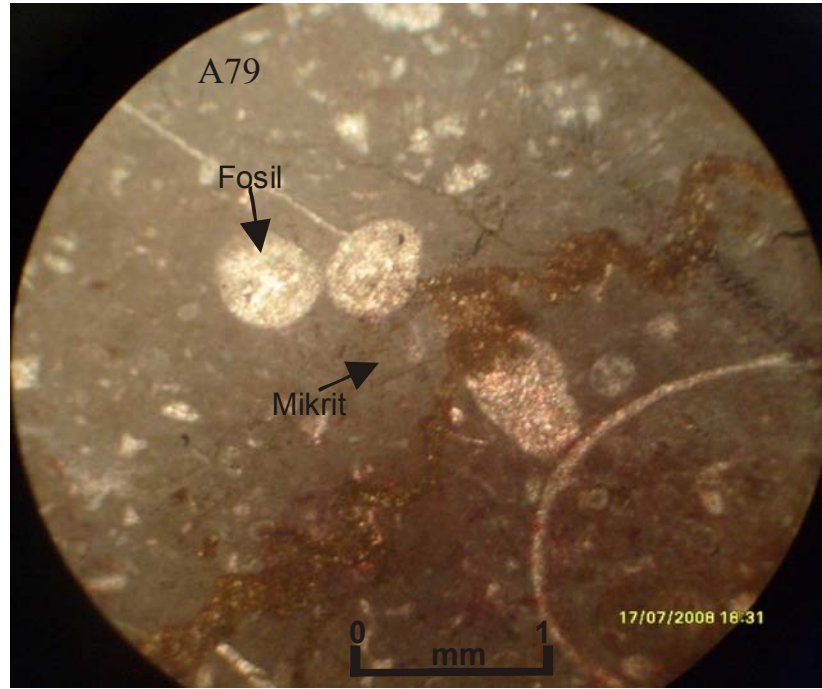
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
A-148	-	100	-	Mikro-iri	kötü	-	-	X	Ksenotopik
A-198	-	100	-	Mikro-iri	kötü	X	X	X	Ksenotopik

Öz= Özşekilli

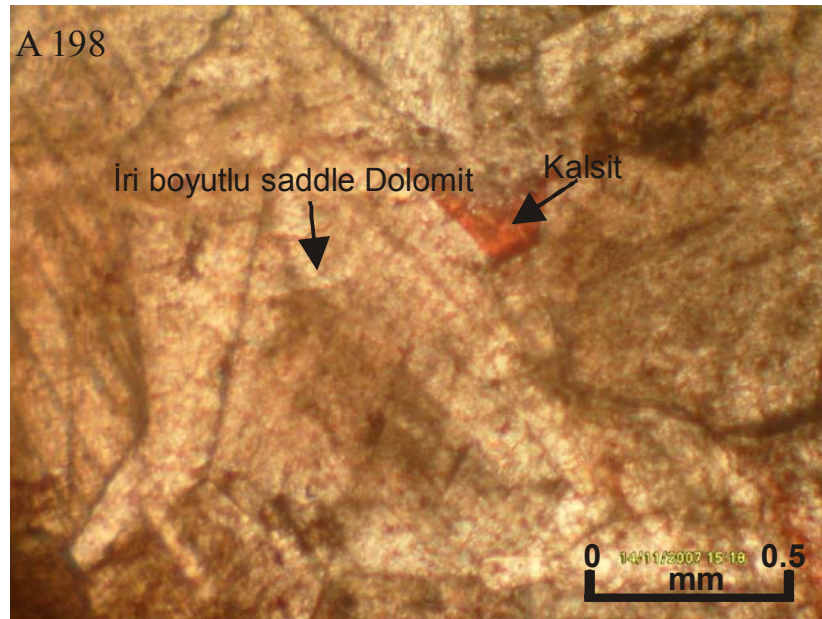
Yö= yarı özşekilli

Ös= Özşekilsiz

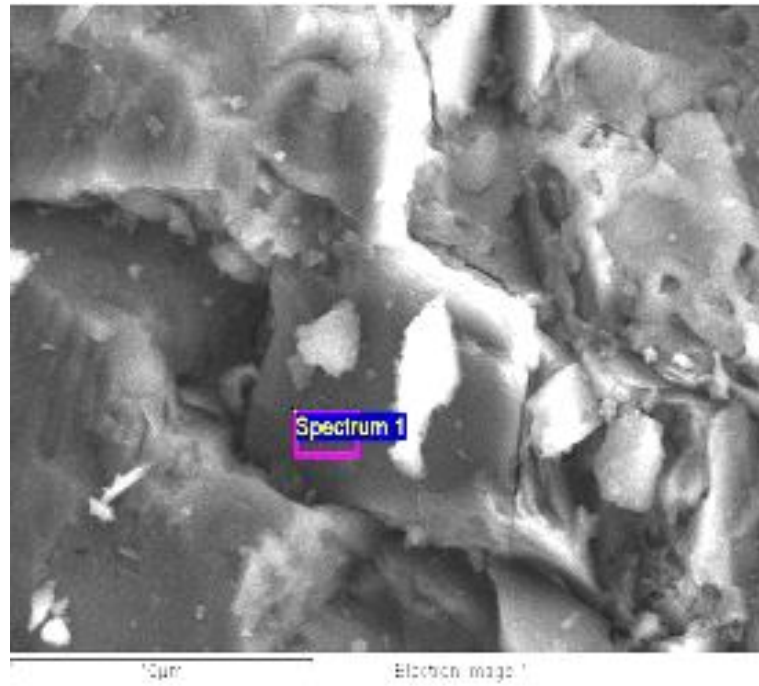
ÖSK-6'dan alınan örnekten (A-198) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu yarı özşekilli-özşekilsiz-özşekilli, ince-orta kristalli, dolomit kristalleri tespit edilmiş ve EDX diyagramı çizdirilmiştir (Şekil 5.34.a-b). Bu numunelere ait EDX'e göre mineral bileşimleri de tablo 5.6.C' de verilmiştir.



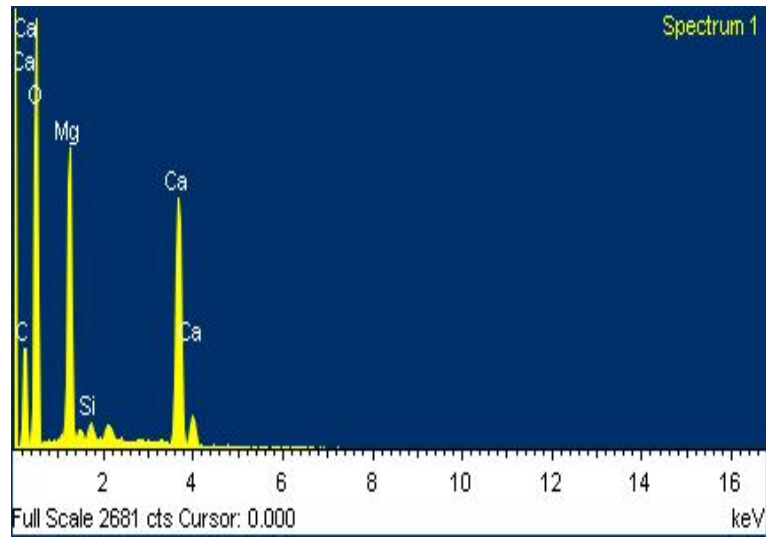
Şekil 5.32. Mikritik bağlayıcıyla tutturulmuş tanımlanamayan fosil kavkı ve taneleri (İstiftaşı, N: A-79; T.N.).



Şekil 5.33. İri kristalli, özşekilli-yarıözşekilli dolomit kristalleri, kristaller arasında kalsit (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: A-198; T.N.).



a



b

Şekil 5.34.a-b. İnce kristalli, yarı özşekilli – özşekilsiz dolomit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX) (N: A198).

Tablo 5.6.C. A.198 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum1)

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
C	13.16	20.16	48.21	CO ₂
Mg	12.22	9.25	20.26	MgO
Si	0.59	0.39	1.27	SiO ₂
Ca	21.63	9.93	30.27	CaO
O	52.40	60.27		
Totals	100.00			

5.8. ÖSK 7’den alınan numunelerin petrografik özellikleri:

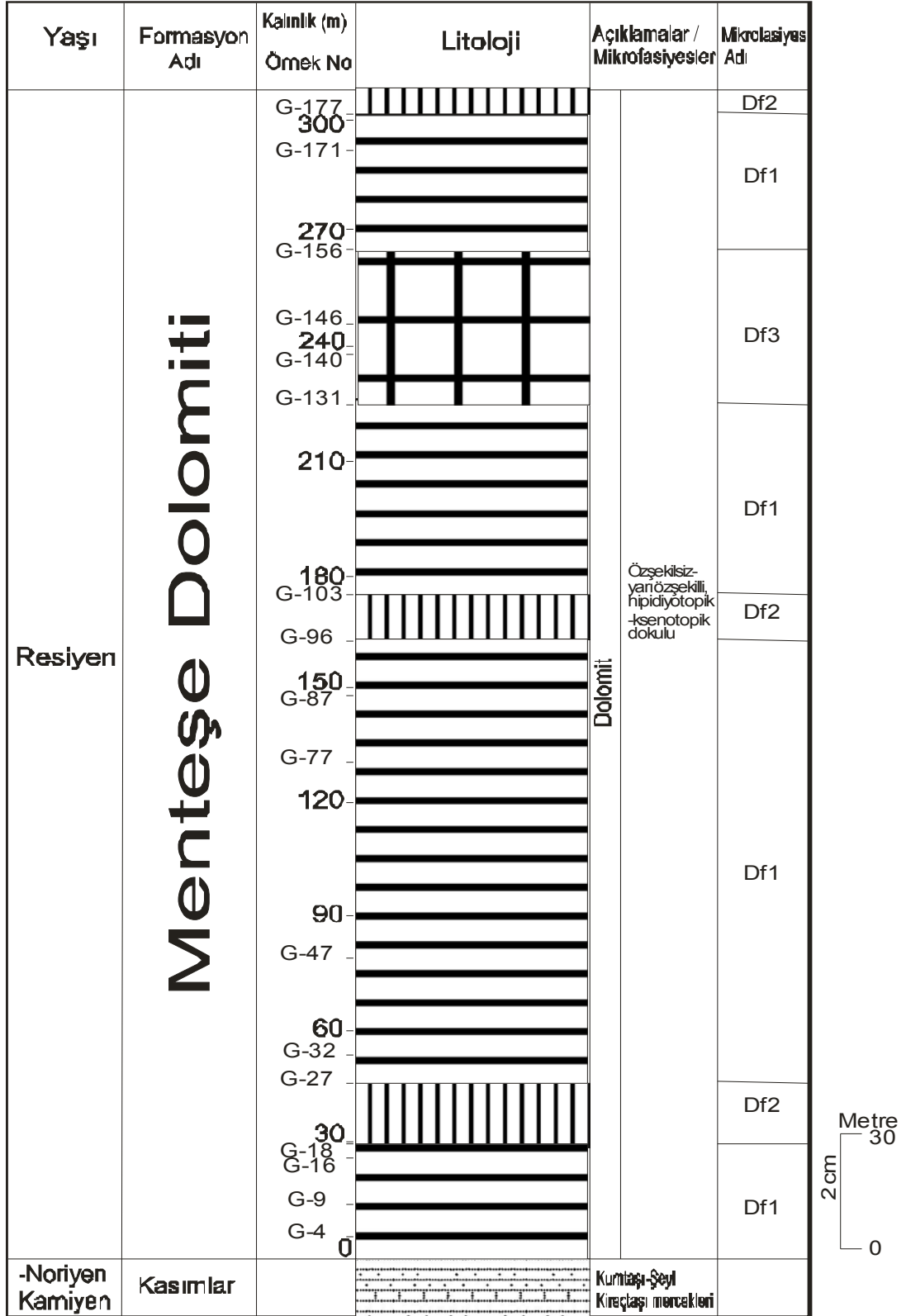
ÖSK-7’den alınan numuneler, Isparta M26d1 paftası, 33798E-66175N ile 32567E-67092N koordinatları arasından alınmıştır. 7 no’lu lokasyondaki karbonatlar tabanda dolomitlerle başlar ve faya kadar dolomitlerle devam etmektedir (Şekil 5.35).

Orta-iri boyutlu kristallerin hakim olduğu dolomitlerde azda olsa mikrokristalin dolomitler de görülmektedir. Yarıözşekilli-özşekilsiz dolomit kristallerinde hipidiyotopik ve ksenotopik doku görülmektedir (Tablo 5.7.A-B, Şekil 5.36). Özellikle fayın üst kesimindeki dolomitlerde ilksel dokunun korunduğu görülmektedir. % 10-15 oranındaki ilksel doku bileşenleri dolomitleşmiştir. Kirli sarımsı görünümlü dolomit kristallerinde çift yönlü dilinimlenme de görülmektedir. Bol miktarda hidrokarbon kalıntıları içeren çatlaklarda az miktarda kalsitin yanı sıra iri boyutlu dolomit kristalleri de görülmektedir. ÖSK-7’den alınan örneklerden (G-140, 285) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu yarı özşekilli-özşekilsiz-özşekilli, ince-orta kristalli, dolomit ve kalsit kristalleri tespit edilmiş, EDX diyagramı çizdirilmiştir (Şekil 5.37-38.a-b). Bu numunelere ait EDX’e göre mineral bileşimleri de Tablo 5.7.C-D’de verilmiştir.

Tablo 5.7. A. ÖSK-7’den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	İntraktast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
G-4	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-9	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-16	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-18	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-27	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-32	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-47	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-77	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-87	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-96	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-103	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-131	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-140	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-146	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-156	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-171	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
G-177	-	100	10d	5d	-	-	-	-	DOLOMIT

d= Dolomitleşmiş taneler



Şekil-5.35. Ösk-7 Mikrofasiyes dikme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1110m
Biliş : X-42940E Y-53548N Z- 1078m

Tablo 5.7. B. ÖSK-7’den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri

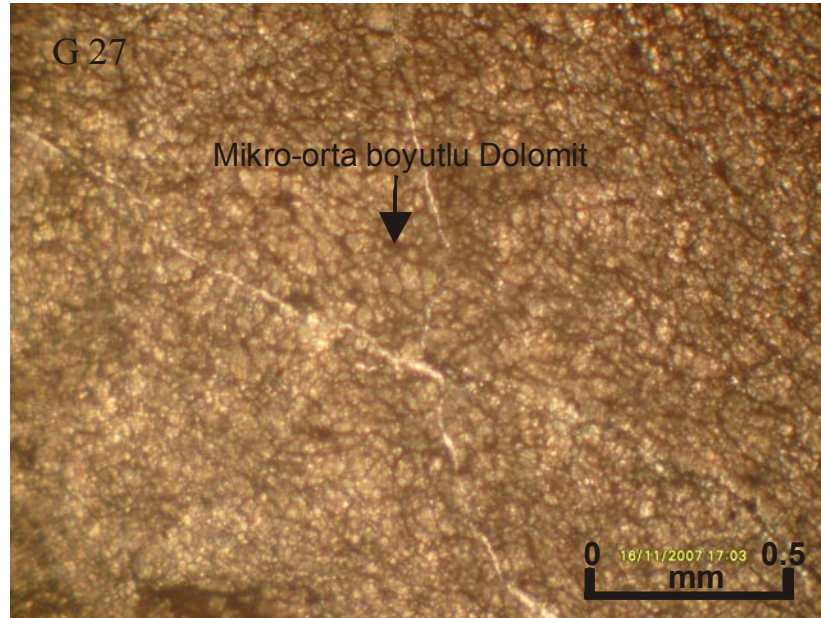
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
G-4	-	100		Orta	İyi	-		X	Ksenotopik
G-9	-	100		Mikro-orta	Kötü	-		X	İdiotopik
G-16	-	100		Orta-iri	İyi	-		X	Ksenotopik
G-18	-	100		Orta-iri	İyi	-	X	X	Hipidiyotopik
G-27	-	100		Mikro-orta	Kötü	-	X	X	Ksenotopik
G-32	-	100		Mikro-orta	Kötü	-	X	X	Hipidiyotopik
G-47	-	100		Orta-iri	iyi	-	X	X	Hipidiyotopik
G-77	-	100		Orta-iri	iyi	-	X	X	Hipidiyotopik
G-87	-	100		Orta-iri	iyi	X	X	-	Hipidiyotopik
G-96	-	100		Orta-iri	iyi	X	X	-	Hipidiyotopik
G-103	-	100		Mikro-orta- iri	kötü	X	X	-	Hipidiyotopik
G-131	-	100		Mikro-orta	kötü	-	X	X	Ksenotopik
G-140	-	100		Orta-iri	İyi	-	-	X	Ksenotopik
G-146	-	100		Orta-iri	İyi	-	X	X	Ksenotopik
G-156	-	100		Mikro-orta- iri	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
G-171	-	100		Mikro-iri	Kötü	-	X	X	Hipidiyotopik
G-177	-	100	15 d	Mikro-orta- iri	Kötü	-	X	X	Ksenotopik

d= Dolomitleşmiş taneler

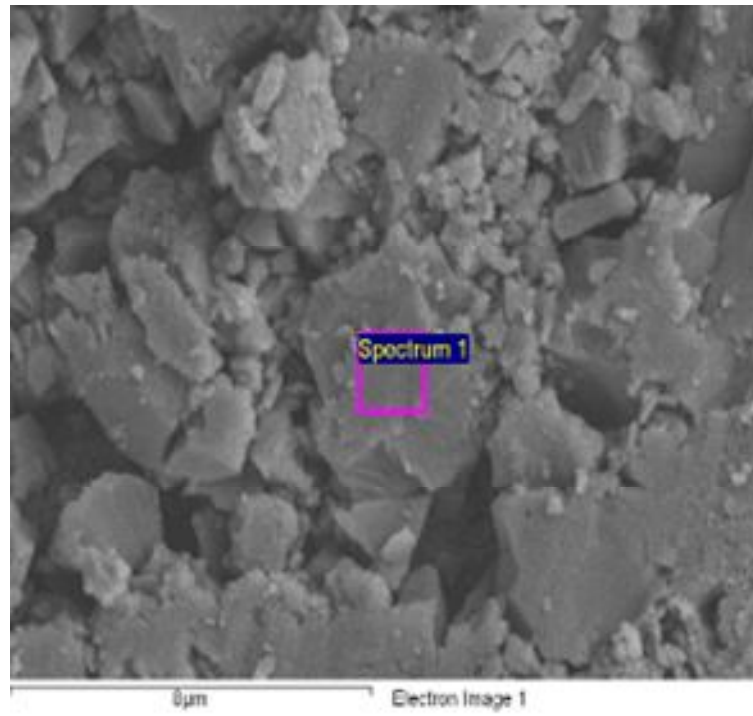
Öz= Özşekilli

Yö= yarı özşekilli

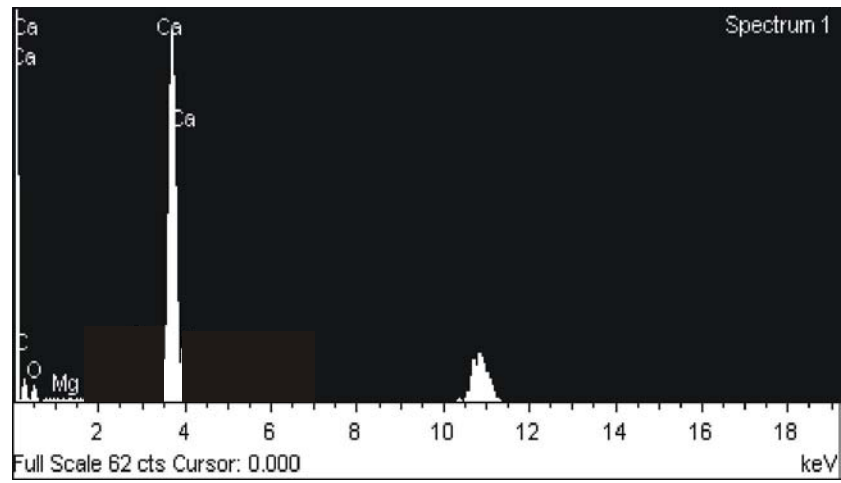
Ös= Özşekilsiz



Şekil 5.36. Mikro-orta kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: G-27; T.N.).



a

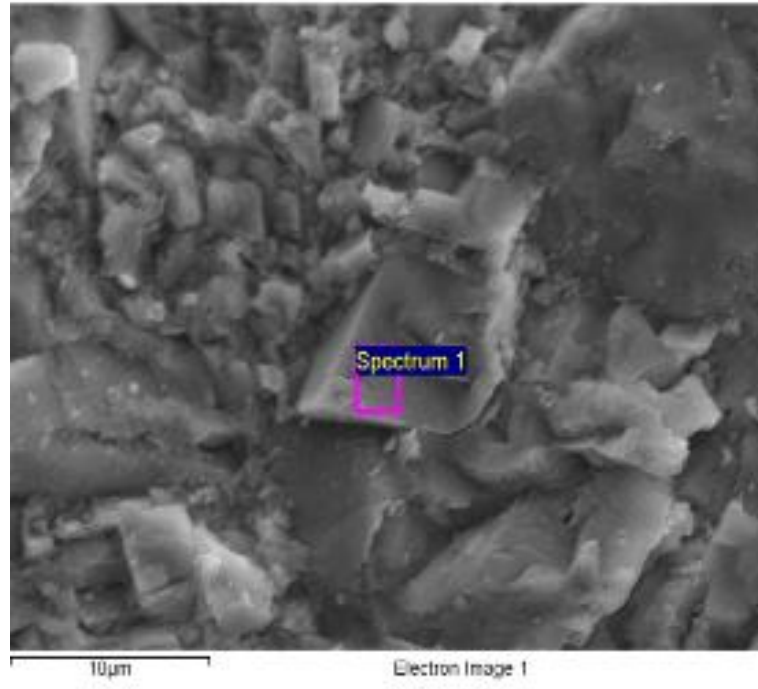


b

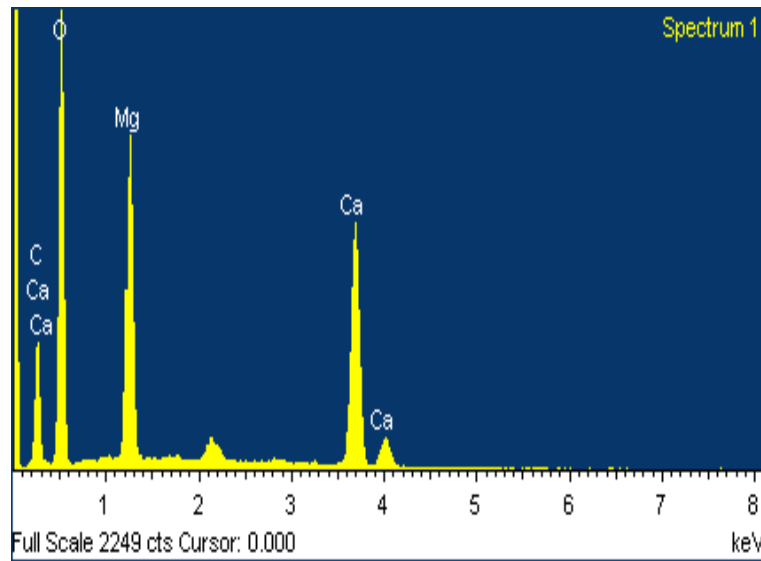
Şekil 5.37.a-b. İnce kristalli, özşekilsiz kalsit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX) (N: G140).

Tablo 5.7. C. G140 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum1)

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
C	0.72	1.65	2.65	CO ₂
Mg	0.00	0.00	0.00	MgO
Ca	69.58	47.53	97.35	CaO
O	29.70	50.82		
Totals	100.00			



a



b

Şekil 5.38.a-b. İnce – orta kristalli, yarı özşekilli – özşekilli dolomit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX) (N: G156).

Tablo 5.7. D. G156 no’lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum1)

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
C	14.31	21.43	52.42	CO ₂
Mg	12.47	9.22	20.67	MgO
Ca	19.24	8.63	26.91	CaO
O	53.99	60.71		
Totals	100.00			

5.9. ÖSK 8’den alınan numunelerin petrografik özellikleri:

ÖSK-8’den alınan numuneler, Isparta M26d2 paftası, 35490E-69325N ile 35032E-69803N koordinatları arasından alınmıştır. 8 no’lu lokasyondaki karbonatlar tabanda çok az bir kalınlıkta (yaklaşık 7m) kireçtaşı ile başlayıp yukarı doğru tamamen dolomitlere geçiş gösterir (Şekil 5.39). Kireçtaşları içerisinde fosil (% 58) ve intrklast (% 16) bulunmaktadır (Şekil 5.12).

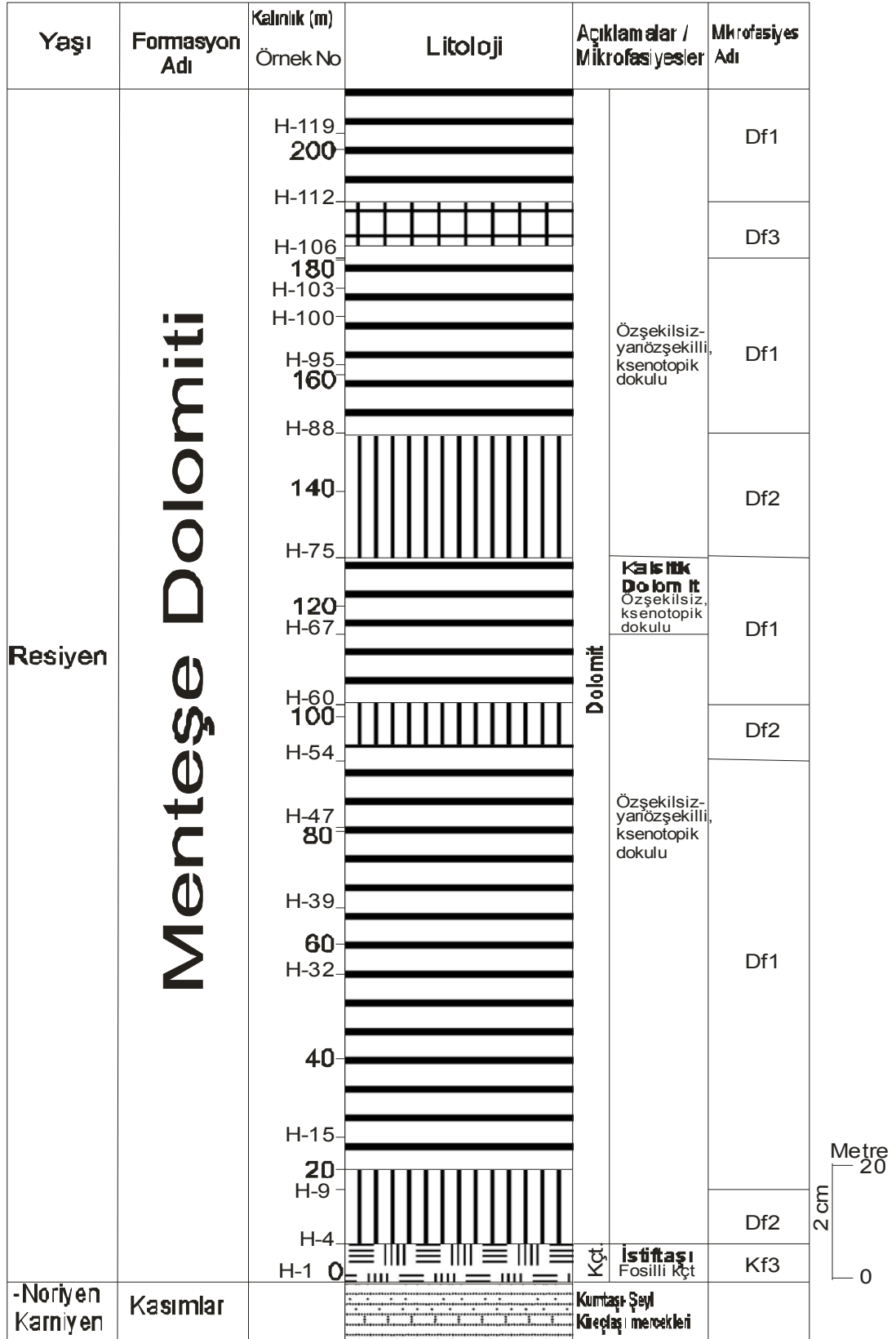
Genelde mikro boyutlu olan dolomit kristalleri yarıözşekilli-özşekilsiz kristaller şeklinde görülmektedir. Egemen doku ksenotopik dokudur.

Çatlaklarda orta boyutlu beyazımsı renkli dolomit kristalleri yer almaktadır. Mikro boyutlu kristaller kirli bir görünüme sahiptir. Dolomitler içerisinde hidrokarbon kalıntıları da mevcut olup çatlaklarda çok az miktarda kalsitte görülmektedir. Dolomitlerin bir kısmında ilksel dokunun korunduğu görülmektedir (%2-23) (Tablo 5.8.A-B, Şekil 5.40).

Tablo 5.8.A. ÖSK-8’den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	İntraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
H-1	100	-	58.4	16	-	1.6	9.7	14.3	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI
H-4	6.1	93.9	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
H-9	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
H-15	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
H-32	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
H-39	-	100	3d	-	20d	-	-	-	DOLOMİT
H-47	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
H-54	-	100	3d	-	12d	-	-	-	DOLOMİT
H-60	-	100	1	12d	-	-	-	-	DOLOMİT
H-67	14.4	85.6	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
H75	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
H-88	-	100	3d	2d	-	-	-	-	DOLOMİT
H-95	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
H-100	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
H-103	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
H-106	-	100	-	2d	-	-	-	-	DOLOMİT
H-112	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
H-119	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT

d= Dolomitleşmiş taneler



Şekil-5.39. Ösk-Ö Mikrofasiyeler dikme kesiti.
 Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1322m
 Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1373m

Tablo 5.8.B. ÖSK-8’den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri

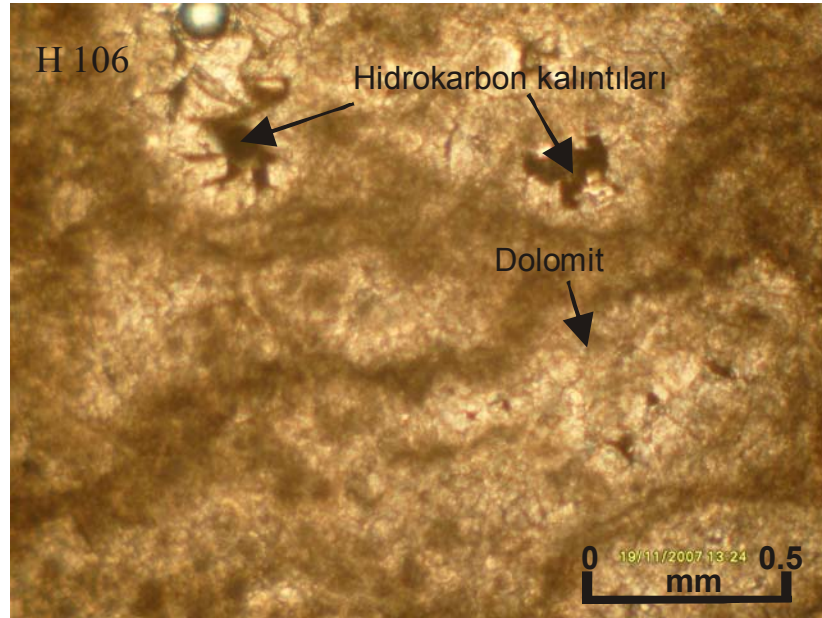
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
H-4	6.1	93.9		Orta-iri	İyi	-	X	-	Hipidiyotopik
H-9	-	100		Mikro-iri	kötü	-	X	X	Ksenotopik
H-15	-	100		Mikro	iyi	-	X	X	Hipidiyotopik
H-32	-	100		Mikro	iyi	-	X	X	Ksenotopik
H-39	-	100	23 d	Orta-iri	iyi	-	X	X	Ksenotopik
H-47	-	100		Mikro	iyi	-	X	X	Ksenotopik
H-54	-	100	15 d	Mikro-orta	kötü	-	X	X	Ksenotopik
H-60	-	100	13 d	Mikro-orta	kötü	-	X	X	Ksenotopik
H-67	14.4	85.6		Mikro	İyi	-	-	X	Ksenotopik
H75	-	100		Mikro-orta- iri	kötü	X	X	-	Hipidiyotopik
H-88	-	100	5 d	Mikro-orta- iri	kötü	-	X	X	Hipidiyotopik
H-95	-	100		Mikro-orta- iri	kötü	-	X	X	Ksenotopik
H-100	-	100		Mikro-orta	kötü	-	-	X	Ksenotopik
H-103	-	100		Mikro-orta	kötü	-	X	X	Hipidiyotopik
H-106	-	100	2 d	Orta-iri	İyi	-	X	X	Ksenotopik
H-112	-	100		Orta	iyi	-	X	X	Ksenotopik
H-119	-	100		Mikro-orta	iyi	-	X	X	Ksenotopik

d= Dolomitleşmiş taneler

Öz= Özşekli

Yö= yarı özşekli

Ös= Özşekilsiz



Şekil 5.40. Mikritik ve sparitik dolomit, aralarda hidrokarbon kalıntıları (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: H-106; T.N.).

5.10. ÖSK 9'dan alınan numunelerin petrografik özellikleri:

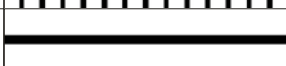
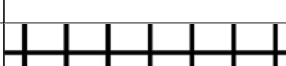
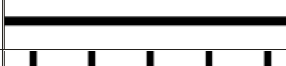
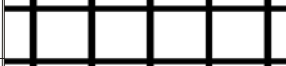
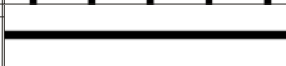
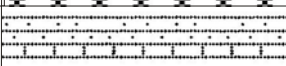
ÖSK-9'dan alınan numuneler, Isparta M26d2 paftası, 36250E-70483N ile 35423E-71319N koordinatları arasından alınmıştır. 9 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda kireçtaşlarıyla başlayıp yukarılara doğru dolomitlere geçiş gösterir (Şekil 5.41). Kireçtaşlarında %1-6 fosil ve %1-2 pellet, %23-69 sparit, %29-75 mikrit oranında bulunmaktadır (Tablo 5.9.A).

Mikrodan iriye değişen boyutlardaki dolomit kristalleri yarıözşekilli-özşekilsiz kristaller şeklinde görülmektedir. Dolomitlerde ksenotopik ve hipidiyotopik doku görülmektedir. Genelde kirli sarımsı renklerde görülen kristallerin iri olanlarında dilimlenme görülmektedir. Bol çatlaklı olan dolomitlerde çatlaklarda kalsitin yanı sıra dolomitleşmede görülmektedir. Yine bu dolomitlerde bol miktarda hidrokarbon kalıntıları da görülmektedir (Tablo 5.9.B, Şekil 5.42, 5.43).

ÖSK-9'dan alınan örnekten (F-104) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu yarı özşekilli-özşekilsiz-özşekilli, ince-orta kristalli, dolomit kristalleri tespit edilmiş ve EDX diyagramı çizdirilmiştir (Şekil 5.44.a-b.). Bu numunelere ait EDX'e göre mineral bileşimleri de Tablo 5.9.C'de verilmiştir.

Tablo 5.9.A. ÖSK-9'dan alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
F-1	100	-	-	-	-	1.4	22.8	75.8	ÇAMURTAŞI
F-22	100	-	0.8	-	-	-	32	67.2	ÇAMURTAŞI
F-30	100	-	-	-	-	-	25	75	ÇAMURTAŞI
F-43	100	-	5.5	-	-	2.3	19.7	72.5	ÇAMURTAŞI-VAKETAŞI
F-58	100	-	1.7	-	-	-	19.3	79	ÇAMURTAŞI
F-79	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
F-97	33.2	66.8	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
F-104	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
F-132	16.8	83.2	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
F-148	13.6	86.4	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
F-163	35.4	64.6	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
F-185	2	98	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
F-200	3	97	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
F-223	11.5	88.5	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
F-237	2	98	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
F-253	1	99	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
F-274	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
F-297	1	99	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT
F318	35.5	64.5	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
F-344	8	92	-	-	-	-	-	-	DOLOMİT

Yaşı	Formasyon Adı	Kalınlık (m)	Litoloji	Açıklamalar / Mikrolasiaseler	Mikrolasiaseler Adı	
Üst Kretase Jura-	Alakiliş Kireçtaşı	Örnek No		Dolomitik Kçt. Kireçtaşı		
Resiye	Menteşe Dolomiti	600 F-344		Dolomit		Df3
					Kalsitik Dolomit Özşekilsiz-ksenotopik dokulu	Df1
		F-318 540			Özşekilsiz-yanıözşekli, hipidiyotopik dokulu	Df2
		F-297				Df1
		480 F-274				Df3
		F-253 420				Df2
		F-237			Kalsitik Dolomit	Df3
		F-223			Özşekilsiz-yanıözşekli, hipidiyotopik dokulu	Df1
		360 F-200				Df2
		F-185			Kalsitik Dolomit Özşekilsiz, ksenotopik dokulu	Df1
		300 F-163				
		F-148 240				
		F-132				
		180 F-104			Özşekilsiz-yanıözşekli, hipidiyotopik dokulu	Df3
		F-97				
		F-79 120		Kireçtaşı	Çamurtaşı Az Fosilli Mikritik kçt	Kf1
		F-58				
		F-43 60				
		F-30 F-22				
		F-10				
-Noriyen Karniyen	Kasımlar			Kumtaşı-Şeyl Kireçtaşı mercakleri		

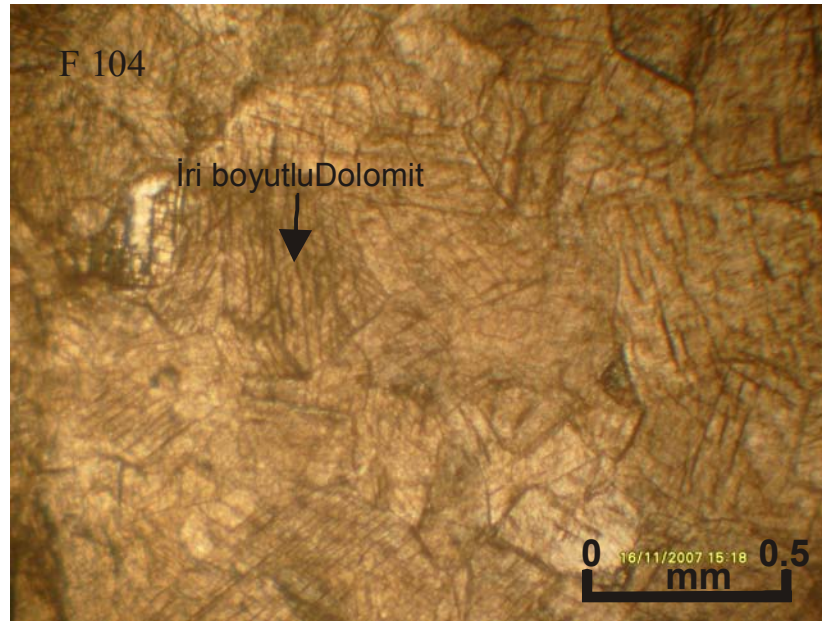
Şekil-5.41. Ösk-9 Mikrofasiyes dikme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1325m
Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1350m

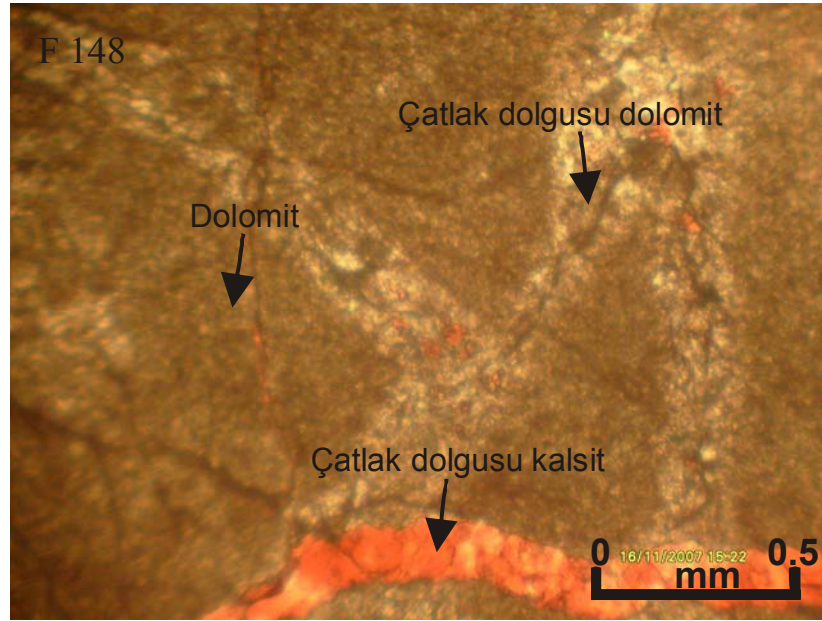
Tablo 5.9.B. ÖSK-9'dan alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
F-79	-	100		Orta-iri	iyi	-	X	X	Hipidiyotopik
F-97	33.2	66.8		Mikro-orta- iri	kötü	-	X	X	Ksenotopik
F-104	-	100		Mikro-orta- iri	kötü	X	X	-	Hipidiyotopik
F-132	16.8	83.2		Mikro	kötü	-	X	X	Ksenotopik
F-148	13.6	86.4		Mikro-orta- iri	kötü	-	X	X	Ksenotopik
F-163	35.4	64.6		Mikro-orta- iri	kötü	-	-	X	Ksenotopik
F-185	2	98		Mikro-orta- iri	kötü	-	X	X	Hipidiyotopik
F-200	3	97		Mikro-orta	kötü	-	X	X	Ksenotopik
F-223	11.5	88.5		Orta-iri	İyi	X	X	-	Hipidiyotopik
F-237	2	98		Orta	İyi	-	X	X	Hipidiyotopik
F-253	1	99		Mikro-orta- iri	kötü	-	X	X	Hipidiyotopik
F-274	-	100		Orta	İyi	-	X	X	İdiotopik
F-297	1	99		Orta-iri	iyi	-	X	X	Hipidiyotopik
F318	35.5	64.5		Mikro-orta- iri	kötü	-	-	X	Ksenotopik
F-344	8	92		Orta-iri	iyi	X	X	-	Hipidiyotopik

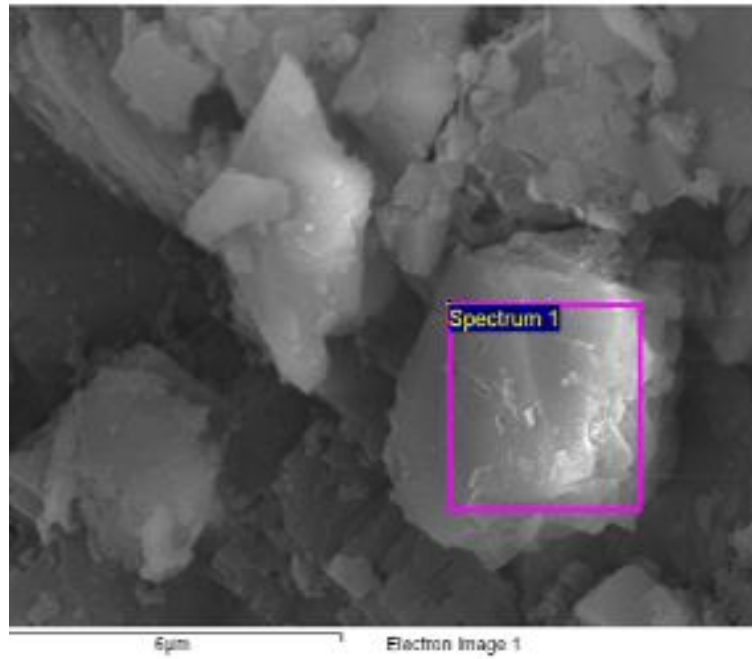
d= Dolomitleşmiş taneler Öz= Özşekilli Yö= yarı özşekilli Ös= Özşekilsiz



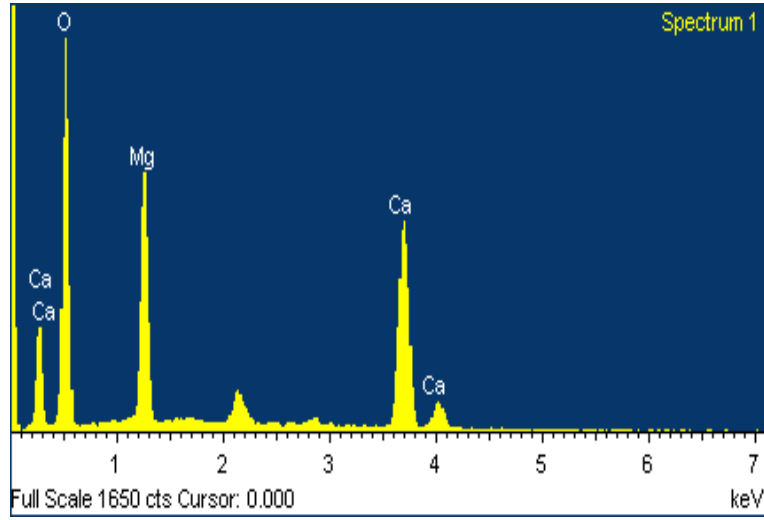
Şekil 5.42. İri kristalli, yarıözşekilli-özşekilsiz dolomit kristalleri, dilinim görülmekte (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: F-104; T.N.).



Şekil 5.43. Mikro kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri, çatlak dolgusu dolomit ve kalsit (Kayaç adı: Kalsitik dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: F-148; T.N.).



a



b

Şekil 5.44. İnce kristalli, yarı özşekli - özşekilsiz dolomit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX) (N: F104).

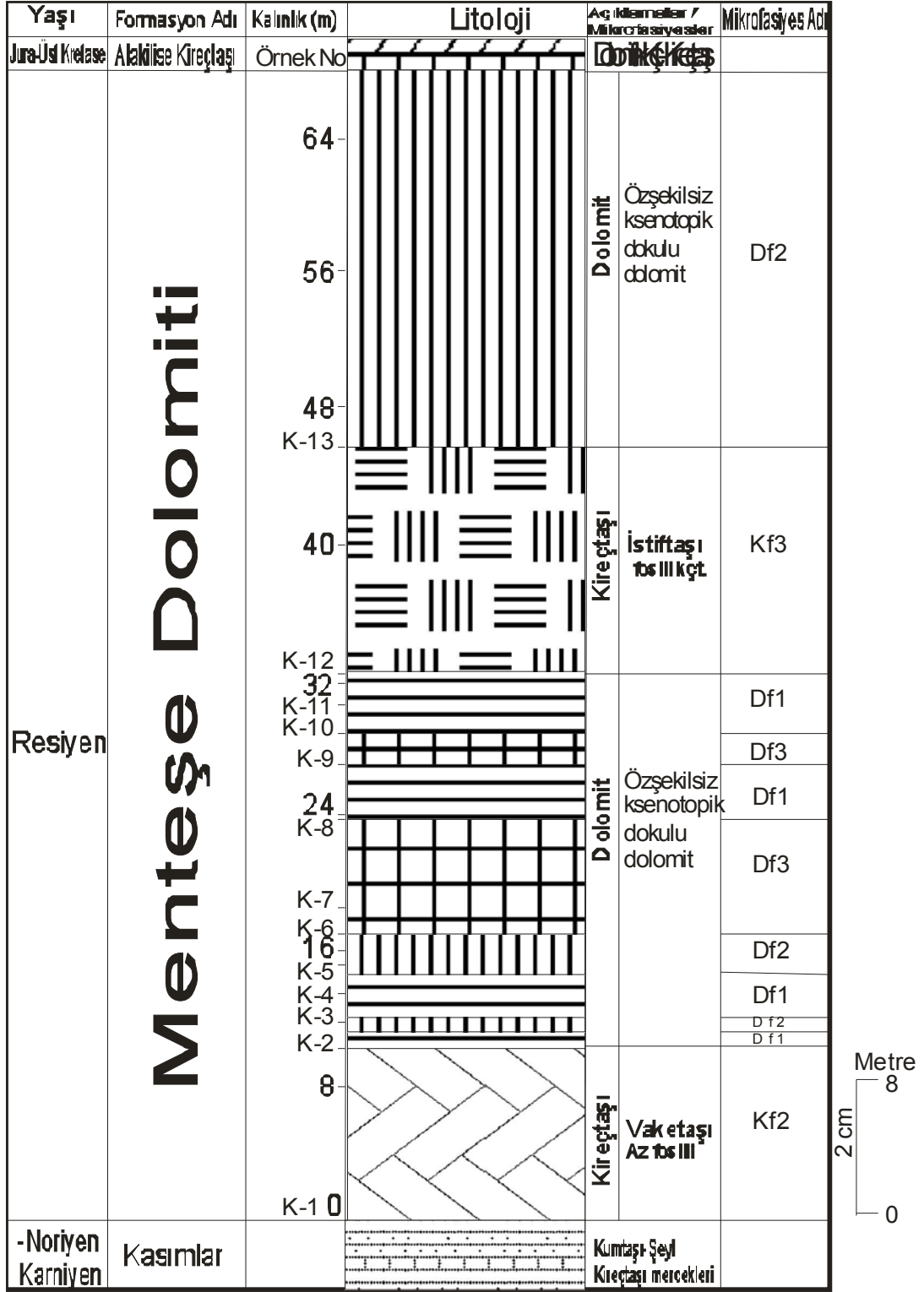
Tablo 5.9.C. F104 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum 1)

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg	23.75	23.74	39.38	MgO
Ca	43.32	26.26	60.62	CaO
O	32.92	50.00		
Totals	100.00			

5.11. ÖSK 10'dan alınan numunelerin petrografik özellikleri:

ÖSK-10'dan alınan numuneler, Isparta M26d2 paftası, 38748E-74409N ile 38731E-74449N koordinatları arasından alınmıştır. 10 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda az bir seviyede kireçtaşlarıyla (yaklaşık 10m.) başlayıp yukarı doğru dolomitlerle (yaklaşık 55m.) devam eder (Şekil 5.45, Tablo 5.10.A).

Dolomitler mikro-orta boyutlu, özşekilsiz, ksenotopik dokulu kristallerden oluşmaktadır (Tablo 5.10.B, Şekil 5.5, 5.46). Kirli görümlü kristallere sahip olan dolomitler arasındaki çatlakların bir kısmı kalsitleşmiş, bir kısmı da dolomitleşmiştir. Çatlaklar arasında hidrokarbon kalıntıları mevcuttur.



Şekil-5.45. Ösk- 10 Mikrofasies dikme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1152m

Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1210m

Tablo 5.10.A. ÖSK-10'dan alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
K-1	100	-	15	-	-	2	15	68	VAKETAŞI
K-2	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
K-3	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
K-4	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
K-5	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
K-6	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
K-7	3	97	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
K-8	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
K-9	1	99	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
K-10	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
K-11	-	100	-	2d	-	-	-	-	DOLOMIT
K-12	100	-	45	3	-	2	40	10	İSTİFTAŞI
K-13	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT

d= Dolomitleşmiş taneler

Tablo 5.10.B. ÖSK-10'dan alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri

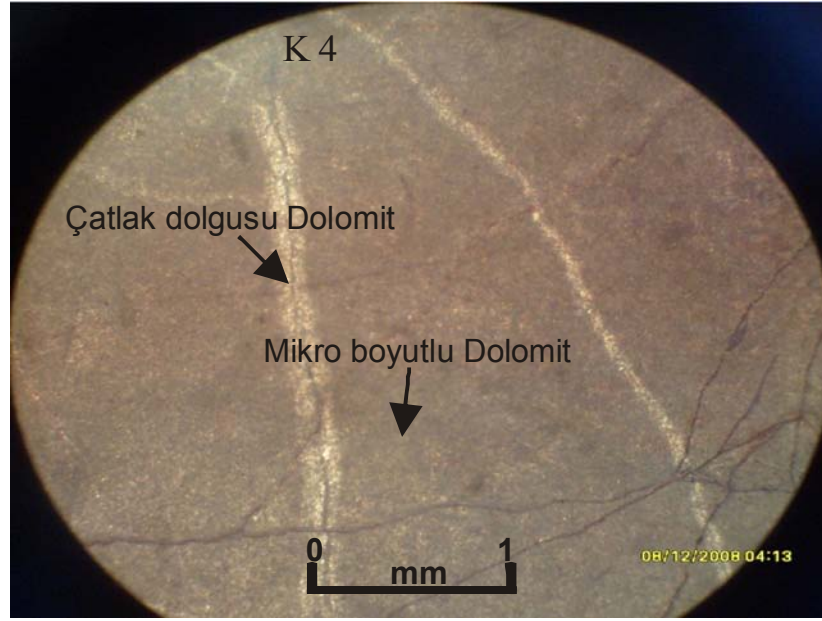
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
K-2	-	100	-	Mikro-orta	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
K-3	-	100	-	Mikro-orta	İyi	-	-	X	Ksenotopik
K-4	-	100	-	Mikro-orta	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
K-5	-	100	-	Orta-iri	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
K-6	-	100	-	İri	İyi	-	-	X	Ksenotopik
K-7	3	97	-	Orta	İyi	-	-	X	Ksenotopik
K-8	-	100	-	Orta-Mikro	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
K-9	1	99	-	İri	Kötü	-	X	X	Ksenotopik
K-10	-	100	-	Mikro-orta	Kötü	-	x	X	Ksenotopik
K-11	-	100	2d	Orta-iri-mikro	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
K-13	-	100		İri-orta	İyi	-	-	X	Ksenotopik

d= Dolomitleşmiş taneler

Öz= Özşekilli

Yö= yarı özşekilli

Ös= Özşekilsiz

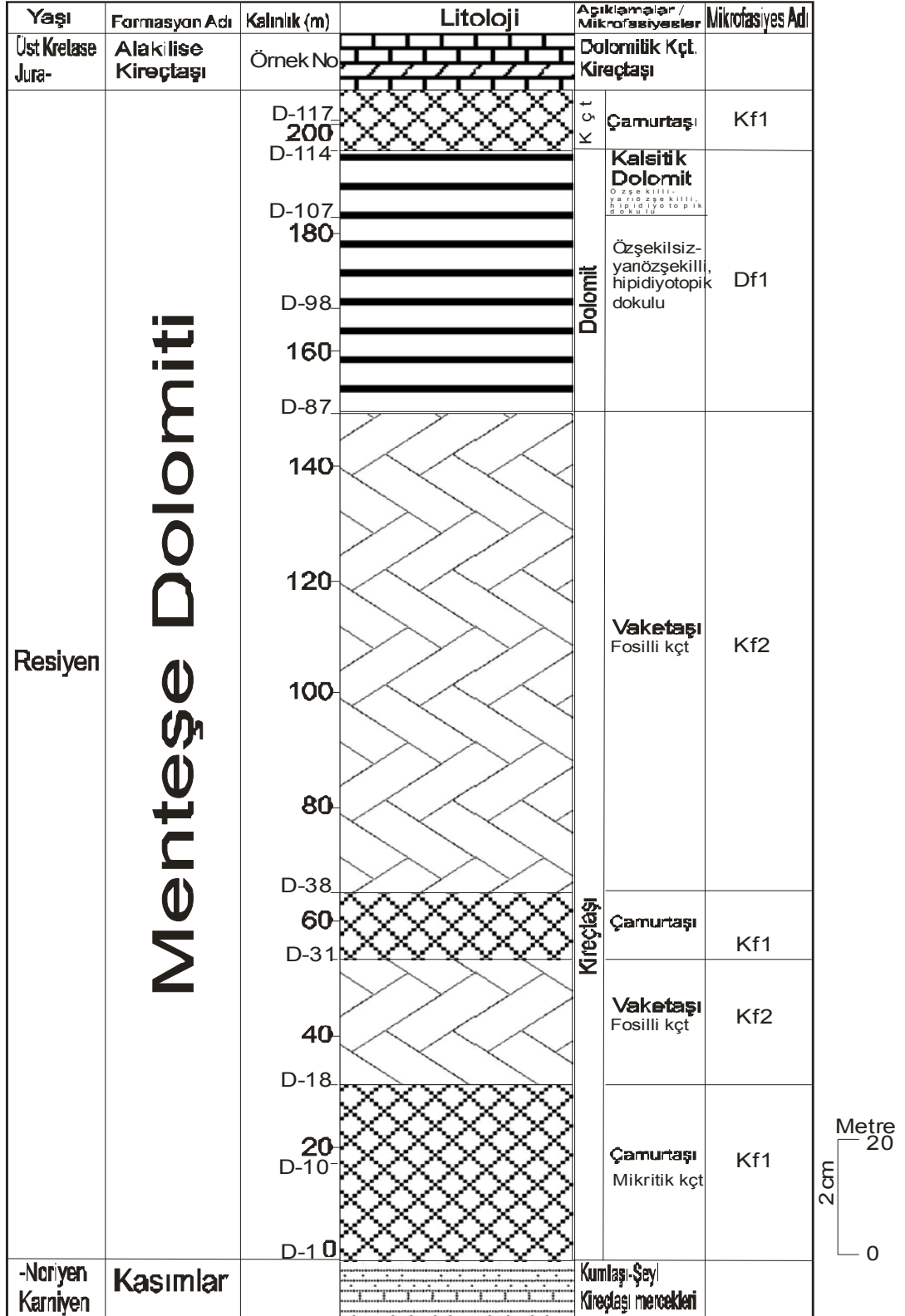


Şekil 5.46. Mikritik dolomit ve çatlak dolgusu dolomit (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: K-4; T.N.).

5.12. ÖSK 11'den alınan numunelerin petrografik özellikleri:

ÖSK-11'den alınan numuneler, Isparta M26d2 paftası, 39375E-75635N ile 39302E-76217N koordinatları arasından alınmıştır. 11 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda kireçtaşlarıyla başlar. Üstte doğru dolomitlere geçiş gösterir. Üst kesimlerde tekrar kireçtaşları yer almaktadır (Şekil 5.47). Alt seviyedeki kireçtaşlarında ilksel doku korunmuş olup fosil (%1-22), intraklast (%3-6) ve pellet (%5) bulunurken (Şekil 5.9), sparit %6-75 ve mikrit %19-100 oranındadır (Tablo 5.11.A).

Mikrodan iriye değişen boyutlardaki dolomit kristalleri özşekilsiz-yarıözşekilli kristaller şeklinde görülmektedir. Hipidiyotopik dokulu kristaller kirli bir görünüme sahiptir. Çatlaklarda kalsit yer almakta olup, bazı çatlaklarda ise dolomitleşme görülmektedir (Tablo 5.11.B, Şekil 5.48).



Şekil-5.47. Ösk-11 Mikrofasies dikme kesiti.
Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1131m
Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1150m

Tablo 5.11.A. ÖSK-11'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
D-1	100	-	2.2	-	-	4.4	14.8	78.6	ÇAMURTAŞI
D-10	100	-	-	-	-	-	-	100	ÇAMURTAŞI
D-18	100	-	17.2	6.2	-	4.8	38.9	32.9	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI
D-31	100	-	-	-	-	-	11	89	ÇAMURTAŞI
D-38	100	-	21.9	3.2	-	-	33.1	42.7	VAKETAŞI
D-87	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
D-98	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
D-107	11	89	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
D-114	100	-	0.2	-	-	-	6.5	93.3	ÇAMURTAŞI
D-117	100	-	-	-	-	-	-	100	ÇAMURTAŞI

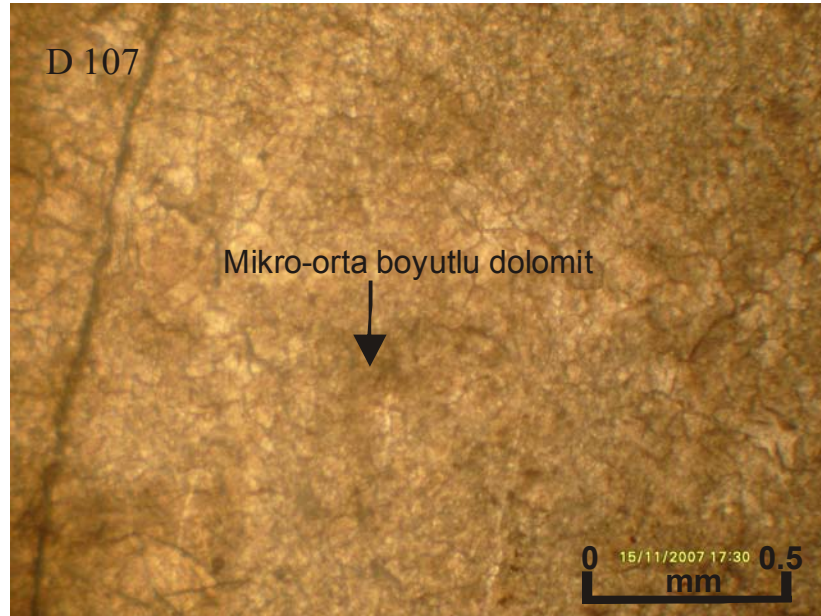
Tablo 5.11.B. ÖSK-11'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
D-87	-	100		Orta-iri	Kötü	-	X	-	Hipidiyotopik
D-98	-	100		Orta-iri	Kötü	-	X	X	Hipidiyotopik
D-107	11	89		Mikro-iri	kötü	-	X	X	Hipidiyotopik

Öz= Özşekilli

Yö= yarı özşekilli

Ös= Özşekilsiz



Şekil 5.48. Mikro-orta kristalli, özşekilsiz dolomit kristalleri (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: D-107; T.N.).

5.13. ÖSK 12'den alınan numunelerin petrografik özellikleri:

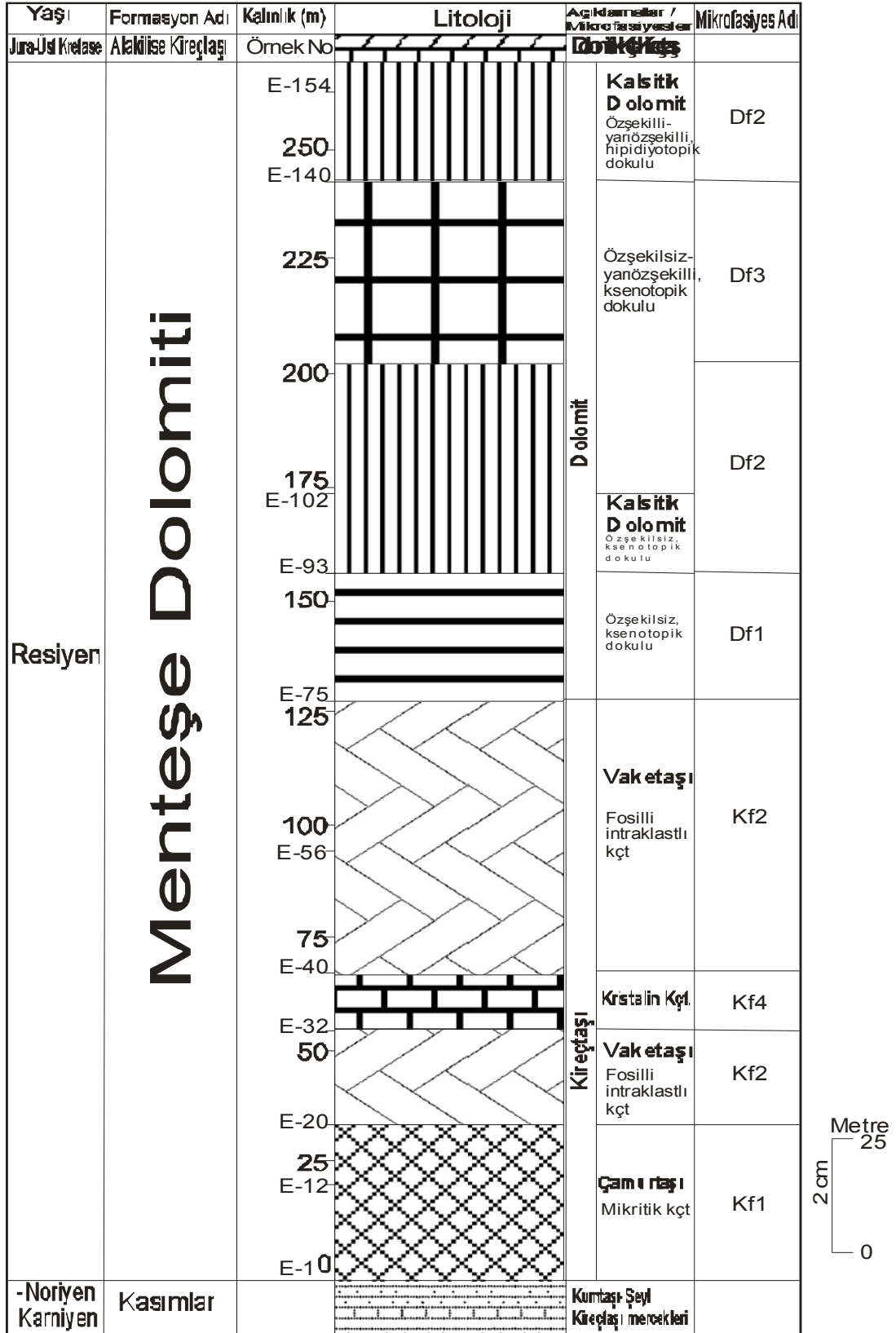
ÖSK-12'den alınan numuneler, Isparta M26d2 paftası, 39927E-75103N ile 40022E-75811N koordinatları arasından alınmıştır. 12 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda kireçtaşlarıyla başlar, orta kesimlerde dolomitlere geçiş göster ve üstte doğru dolomitlerle devam eder (Şekil Şekil 5.49). Kireçtaşlarını oluşturan bileşenler %1-6 fosil, %1-5 intraklast , %3-5 pellet, %31-84 sparit ve %15-68 mikrittir (Tablo 5.12.A).

Dolomit kristalleri orta-iri boyutlu, özşekilli-yarıözşekilli-özşekilsiz kristaller şeklindedir. Hipidiyotopik doku ve ksenotopik doku görülmektedir. Kirli görünümlü kristaller arasındaki çatlaklarda kalsit görülmekte olup, bazı stilolitik çatlaklarda hidrokarbon kalıntıları mevcuttur (Tablo 5.12.B, Şekil 5.50).

ÖSK-12'den alınan örnekten (E-102) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu yarıözşekilli-özşekilsiz-özşekilli, ince-orta kristalli, dolomit kristalleri tespit edilmiş ve EDX diyagramı çizdirilmiştir (Şekil 5.51.a-b). Bu numunelere ait EDX'e göre mineral bileşimleri de Tablo 5.12.C'de verilmiştir.

Tablo 5.12.A. ÖSK-12'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Ortokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
E-1	100	-	0.2	0.2	-	-	27.2	72.4	ÇAMURTAŞI
E-12	100	-	1.1	0.5	-	0.3	30.6	67.5	ÇAMURTAŞI
E-20	100	-	6	5.3	-	3	41	44.7	VAKETAŞI
E-32	100	-	-	-	-	-	-	-	KRİSTALİN KÇT
E-40	100	-	5.2	3	-	5.3	39.7	46.8	VAKETAŞI
E-56	100	-	2.6	-	-	5.2	50	42.2	VAKETAŞI-İSTİFTAŞI
E-75	-	100	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
E-93	15	85	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
E-102	2	98	-	-	-	-	-	-	DOLOMIT
E-140	20	80	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.
E-154	37	63	-	-	-	-	-	-	KALSİTİK DOL.



Şekil-6.40. Ösk- 12 Mikrofasies dikme kesiti.

Koordinatlar: Başlangıç: X-42820E Y-53765N Z- 1303m

Bitiş : X-42940E Y-53548N Z- 1290m

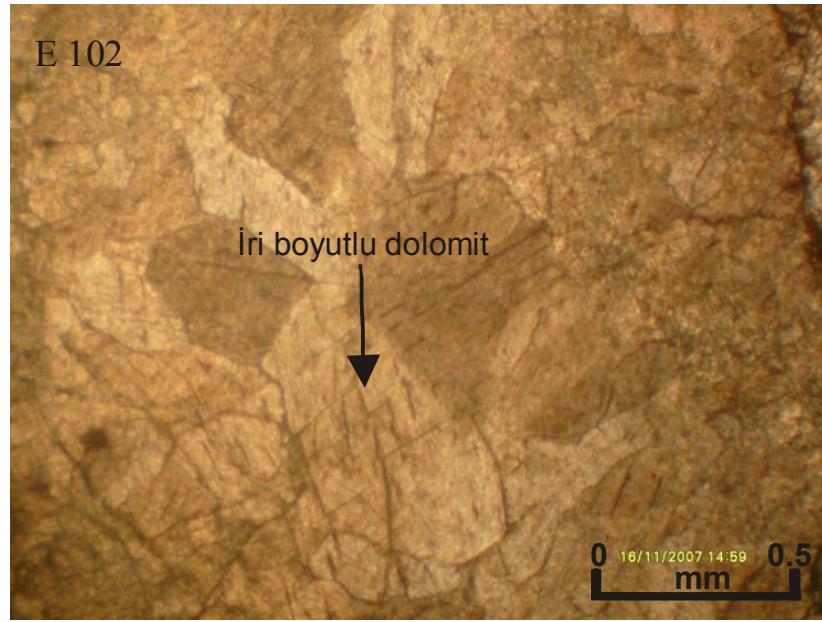
Tablo 5.12.B. ÖSK-12'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
E-75	-	100		Orta-iri	İyi	-	-	X	Ksenotopik
E-93	15	85		Mikro-orta	Kötü	-	-	X	Ksenotopik
E-102	2	98		Orta-iri	kötü	X	X	-	Hipidiyotopik

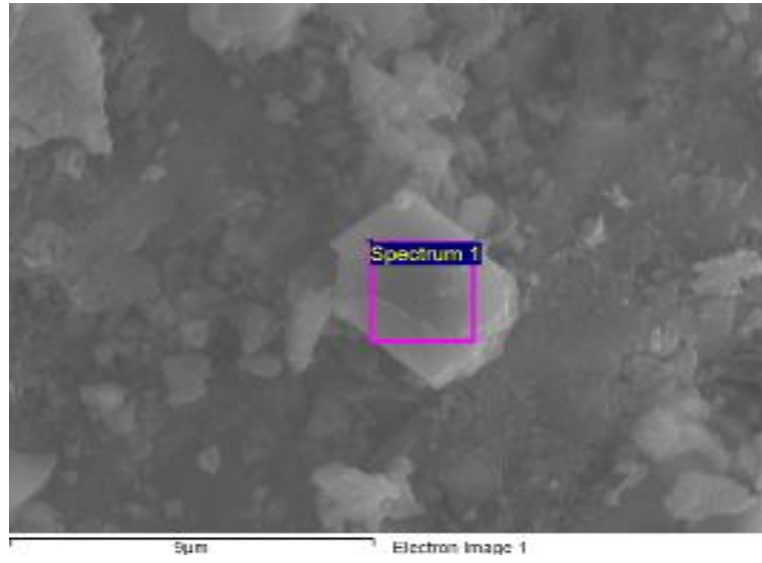
Öz= Özşekilli

Yö= yarı özşekilli

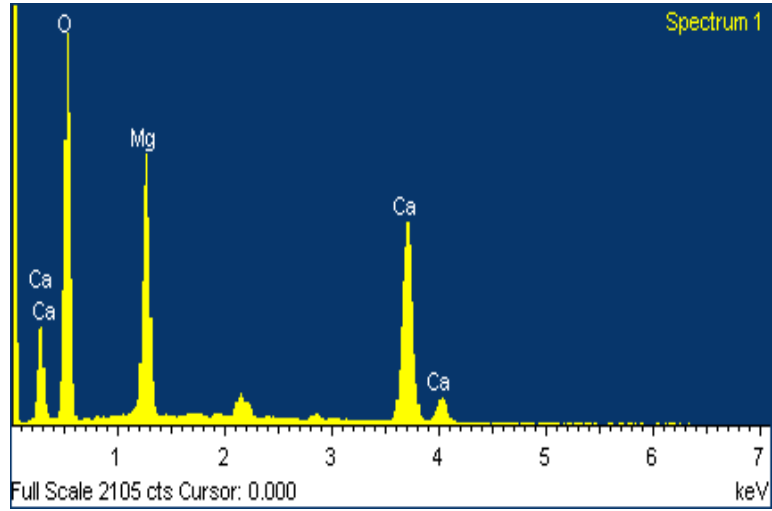
Ös= Özşekilsiz



Şekil 5.50. İri kristalli, yarıözşekilli dolomit kristalleri (Kayaç adı: Dolomit; İnce kesit alizerin red-s ile boyanmıştır, N: E-102; T.N.).



a



b

Şekil 5.51.a-b. İnce kristalli, yarı özşekilli – özşekilsiz dolomit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX) (N: E102).

Tablo 5.12.C. E102 no'lu numunenin SEM-EDX çekimine göre bileşimi (Spectrum1)

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg	25.62	25.34	42.48	MgO
Ca	41.11	24.66	57.52	CaO
O	33.27	50.00		
Totals	100.00			

6. MİNERALojİK XRD ÇALIŞMALARI

İnceleme alanından alınan numunelerin XRD analizi yöntemiyle kalsit (3,034 Å) ve dolomit (2,886 Å) d_{104} pikleri çizdirilmiştir. 116 numunenin 110'u dolomit, 5'i kalsitik dolomit ve 1'ide kalsit olarak tespit edilmiştir. Dolomitlerin XRD çekimleri neticesinde bazı dolomitlerin XRD grafiklerinde feldispat, kalsit ve kuvarsın 100'lük pikleri de tespit edilmiştir.

Ösk-1'den alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekim sonucu Tablo 6.1'de gösterilmiştir. Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100'lük piki 2.8834 Å, kalsitin 3.0244 Å'dur (Şekil 6.1).

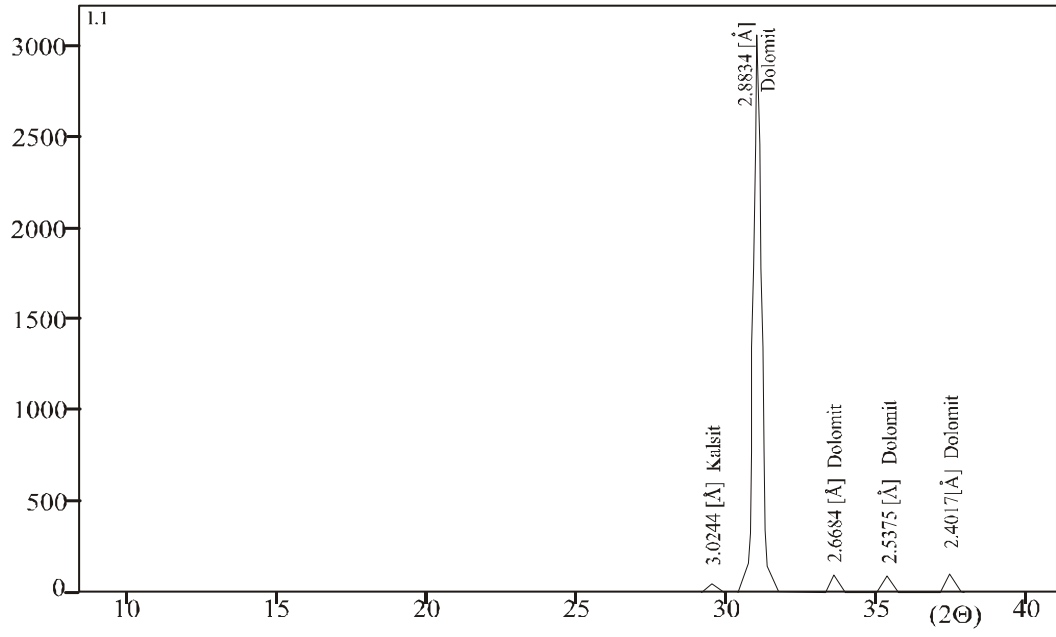
Tablo 6.1. ÖSK-1'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
I-1	99,08	0,92	0	0

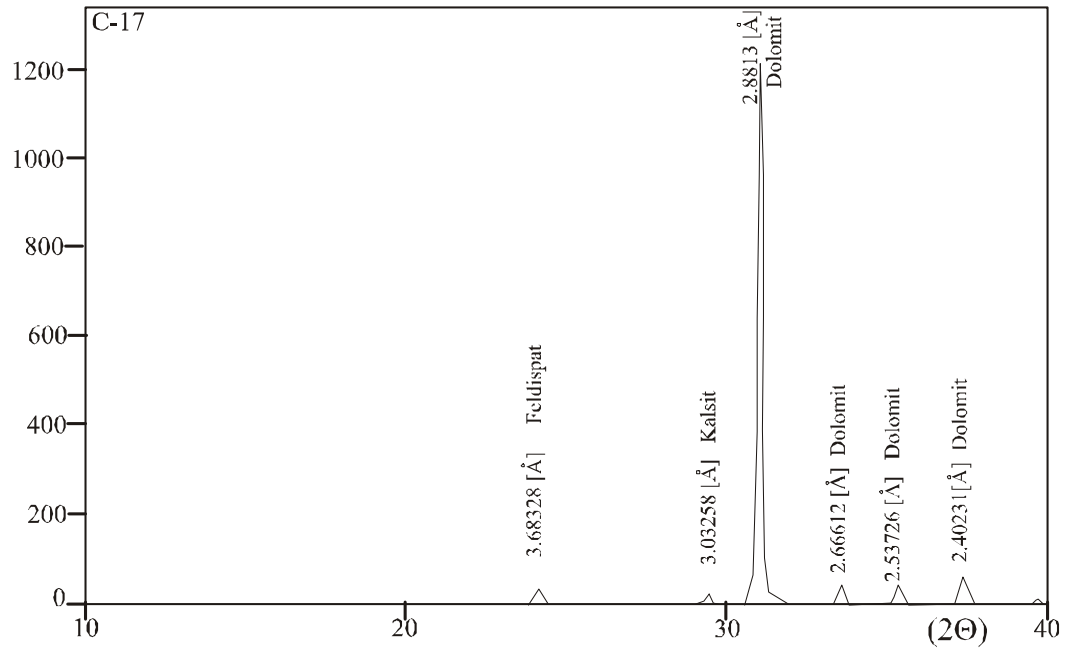
Ösk-2'den alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonucunda, bazı dolomitlerin az miktarda feldispat içerdiği tespit edilmiştir (Tablo 6.2). Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100'lük piki 2.8699-2.8818 Å, kalsitin 3.0098-3.0325 Å, feldispatın 3.1778 Å'dur (Şekil 6.2-4).

Tablo 6.2. ÖSK-2'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

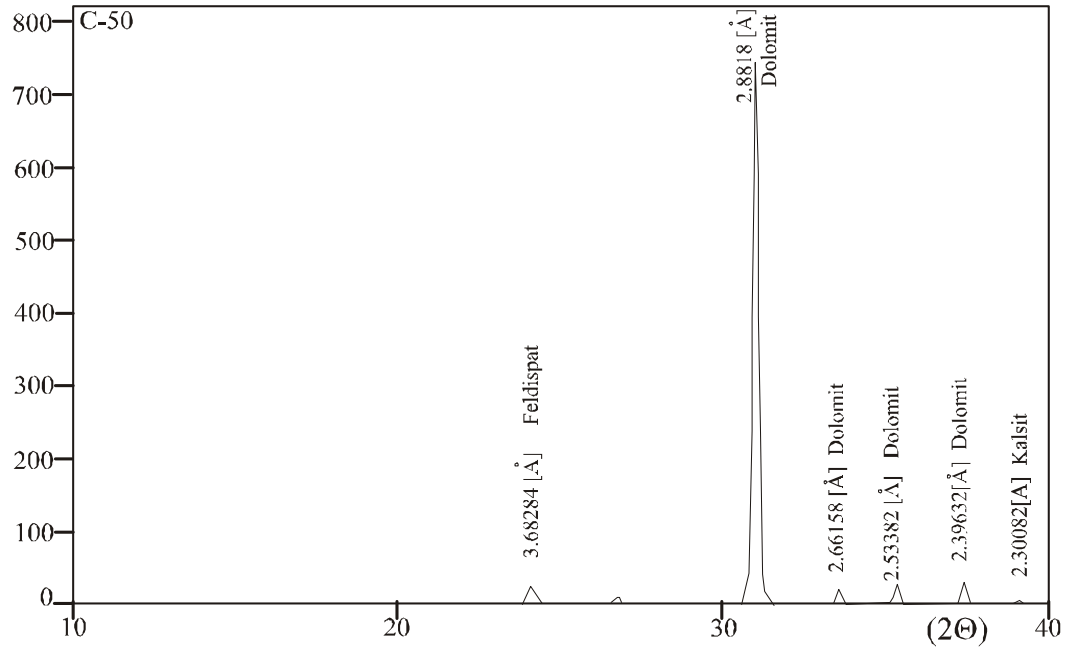
Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
C-1	99,48	0,52	0	0
C-17	99,48	0,52	0	0
C-24	97,35	0,68	1,97	0
C-50	100	0	0	0
C-79	98,97	1,03	0	0
C-96	99,74	0,26	0	0
C-110	97,96	2,04	0	0
C-117	98,46	1,54	0	0
C-139	78,4	19,22	2,38	0
C-266	99,48	0,52	0	0



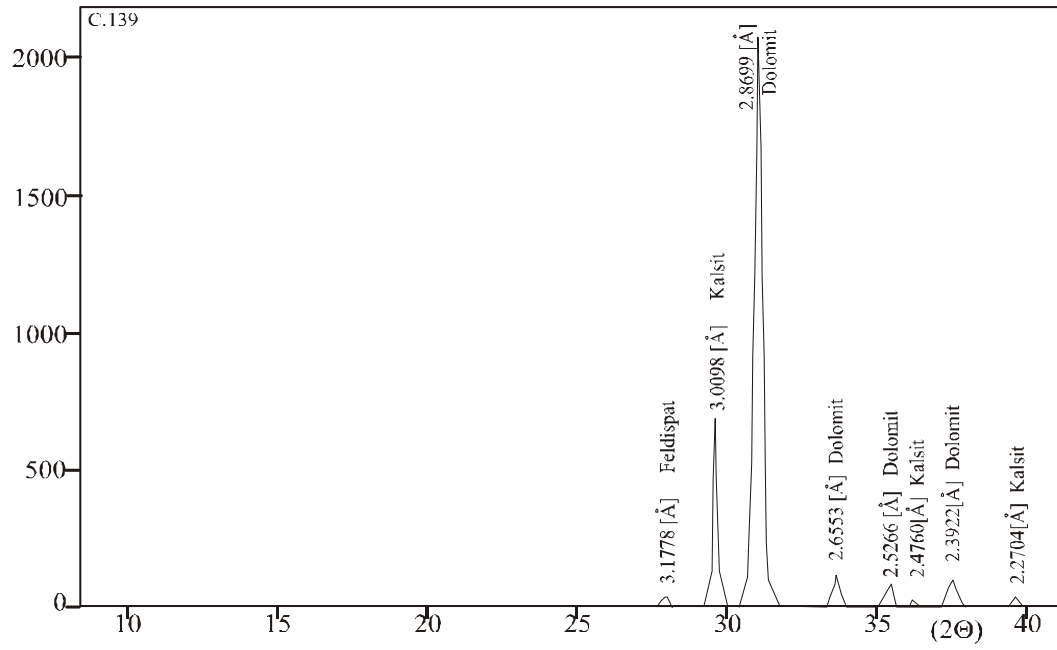
Şekil 6.1. ÖSK-1'den alınan I-1 no'lu numunenin XRD grafiği.



Şekil 6.2. ÖSK-2'den alınan C-17 no'lu numunenin XRD grafiği.



Şekil 6.3. ÖSK-2'den alınan C-50 no'lu numunenin XRD grafiği.



Şekil 6.4. ÖSK-2'den alınan C-139 no'lu numunenin XRD grafiği.

Ösk-3'ten alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonuçları Tablo 6.3'de gösterilmiştir. Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100'lük piki 2.834-2.8871 Å, kalsitin 3.0364 Å'dur (Şekil 6.5-6).

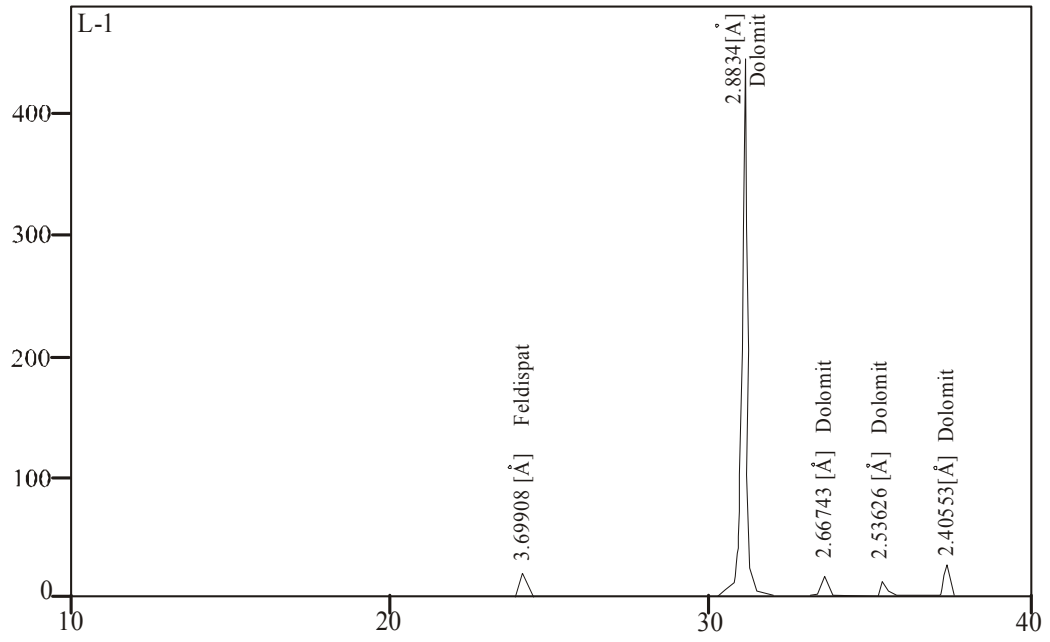
Tablo 6.3. ÖSK-3'ten alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
L-1	100	0,00	0	0
L-2	98,46	1,54	0	0
L-3	100	0,00	0	0
L-4	100	0,00	0	0
L-5	100	0,00	0	0
L-6	98,97	1,03	0	0
L-7	100	0,00	0	0
L-8	98,97	1,03	0	0
L-9	100	0,00	0	0
L-10	100	0,00	0	0
L-11	98,46	1,54	0	0
L-12	100	0,00	0	0

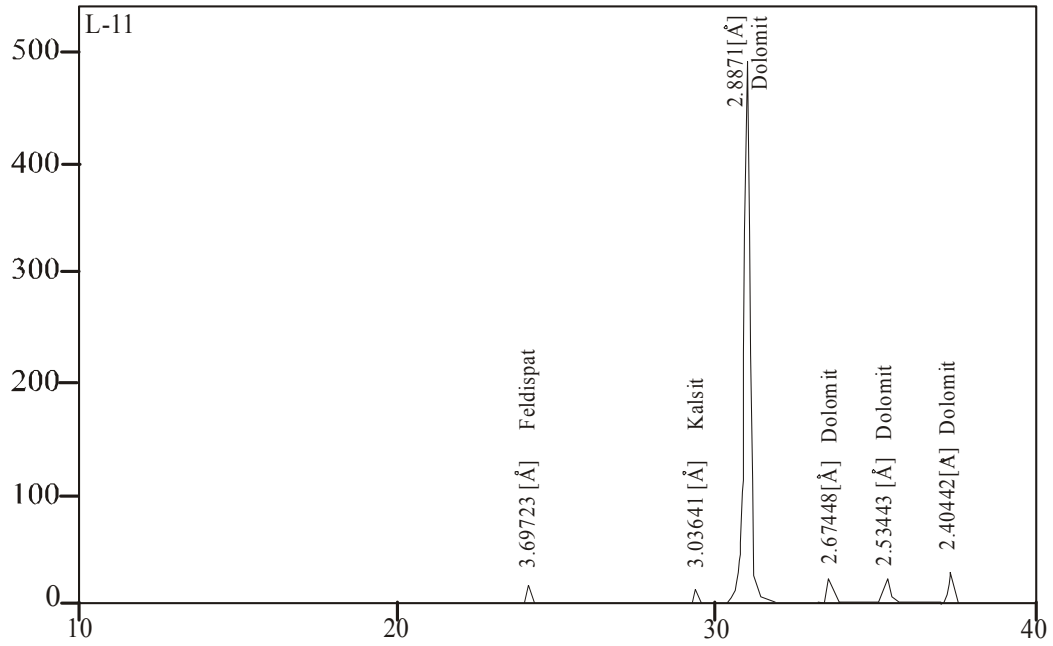
Ösk-4'den alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonuçları Tablo 6.4'de gösterilmiştir. Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100'lük piki 2.8820 Å, kalsitin 3.0245 Å, kuvarsın 3.3551 Å, feldispatın 3.1902 Å'dur (Şekil 6.7).

Tablo 6.4. ÖSK-4'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

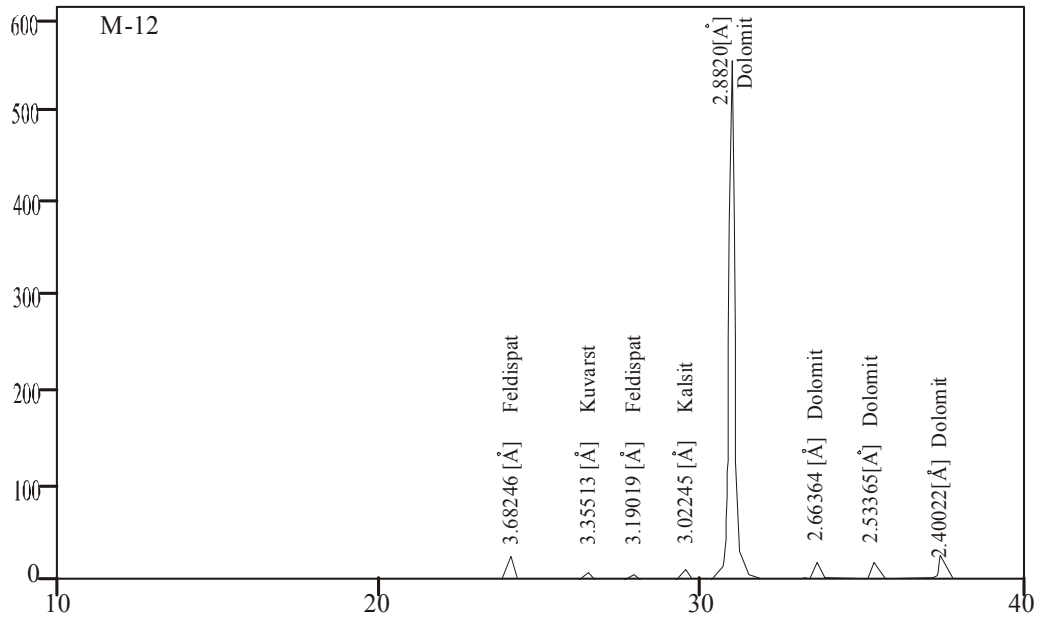
Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
M-1	98,97	1,03	0	0
M-2	98,97	1,03	0	0
M-3	100	0,00	0	0
M-4	100	0,00	0	0
M-5	100	0,00	0	0
M-6	98,87	0,00	1,13	0
M-7	100	0,00	0	0
M-8	98,46	1,54	0	0
M-9	98,97	1,03	0	0
M-10	98,87	0,00	1,13	0
M-11	100	0,00	0	0
M-12	96,46	0,00	3,30	0,24



Şekil 6.5. ÖSK-3'ten alınan L-1 no'lu numunenin XRD grafiği.



Şekil 6.6. ÖSK-3'ten alınan L-11 no'lu numunenin XRD grafiği.

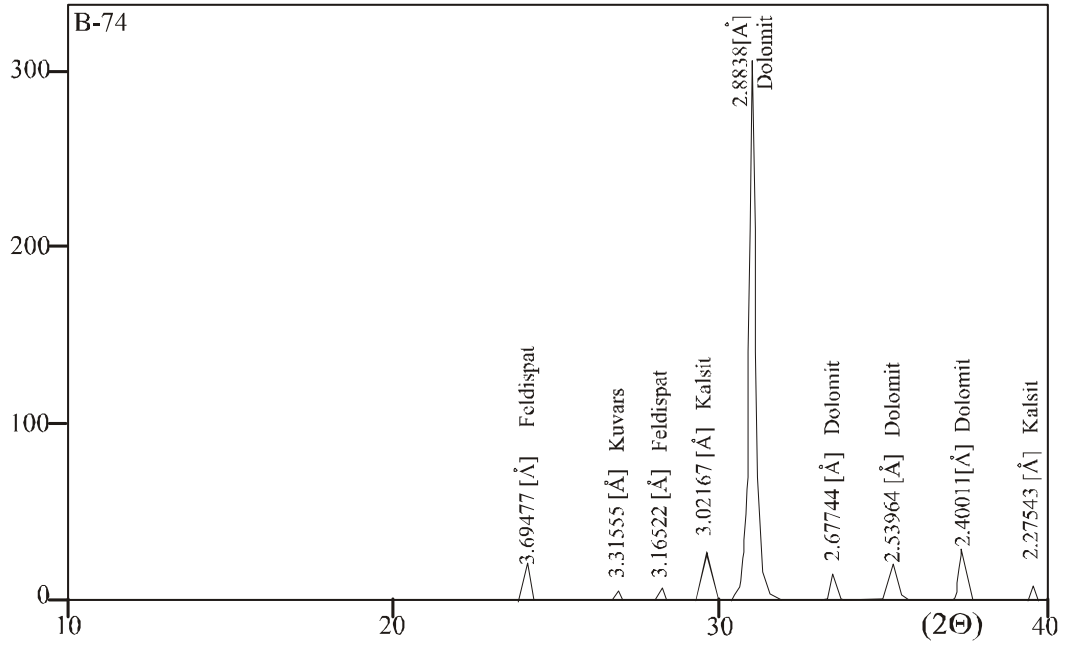


Şekil 6.7. ÖSK-4'den alınan M-12 no'lu numunenin XRD grafiği.

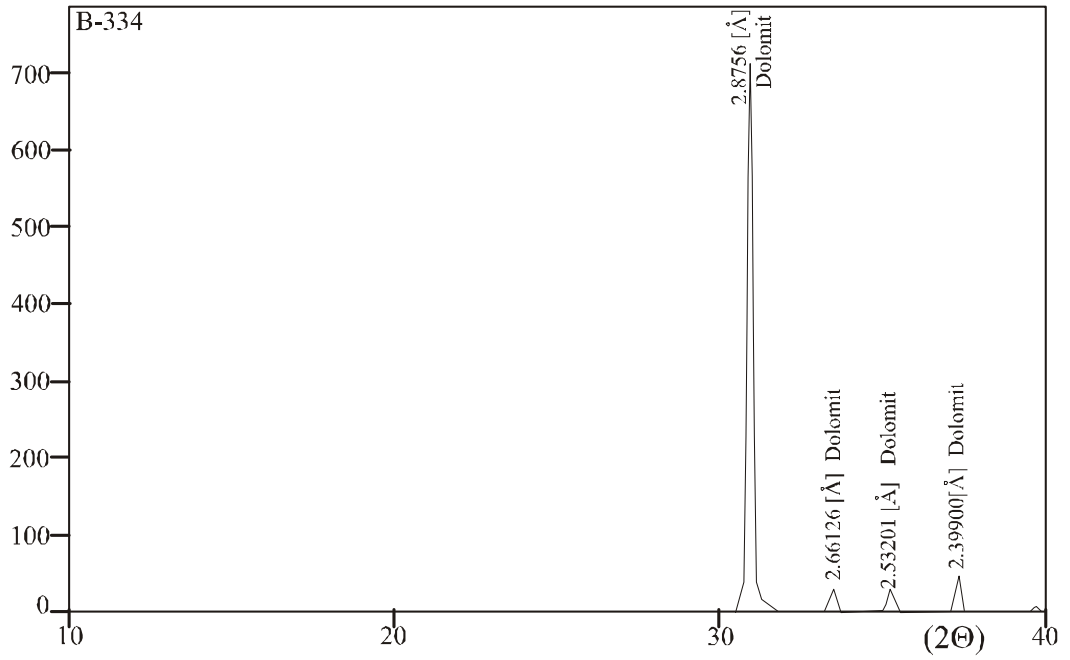
Ösk-5'den alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonucunda, bazı dolomitlerin az miktarda feldispat ve kuvars içerdiği tespit edilmiştir (Tablo 6.5). Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100'lük piki 2.8756-2.8838 Å, kalsitin 3.0098-3.0217 Å, kuvars 3.3155 Å, feldispatın 3.1652 Å'dur (Şekil 6.8-9).

Tablo 6.5. ÖSK-5'ten alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
B-1	97,05	0	2,95	0
B-21	98,97	1,03	0	0
B-22	97,72	2,04	0	0,24
B-50	97,05	0	2,95	0
B-65	94,31	2,46	3,23	0
B-74	90,77	5,68	3,11	0,45
B-78	96,07	1,50	2,19	0,24
B-83	96,55	1,01	2,2	0,24
B-170	98,87	0	1,13	0
B-194	96,11	0	3,89	0
B-209	96,97	3,03	0	0
B-230	99,75	0	0	0,25
B-258	100	0	0	0
B-274	100	0	0	0
B-319	98,92	0,52	0,56	0
B-334	100	0	0	0
B-349	97,96	2,04	0	0



Şekil 6.8. ÖSK-5'ten alınan B-74 no'lu numunenin XRD grafiği.



Şekil 6.9. ÖSK-5'ten alınan B-334 no'lu numunenin XRD grafiği.

Ösk-6'dan alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonucunda, bazı dolomitlerin az miktarda feldispat içerdiği tespit edilmiştir (Tablo 6.6). Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100'lük piki 2.8752 Å, kalsitin 3.0152 Å, feldispatın 3.1840 Å'dur (Şekil 6.10).

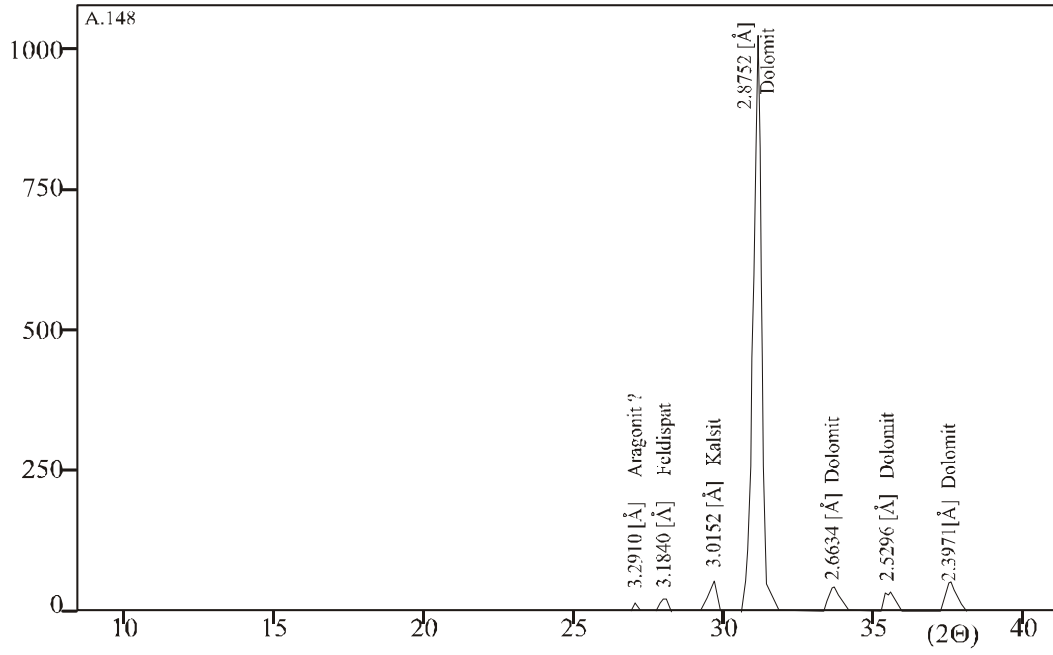
Tablo 6.6. ÖSK-6'dan alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
A-148	93,28	3,88	2,83	0
A-198	95,52	4,48	0	0

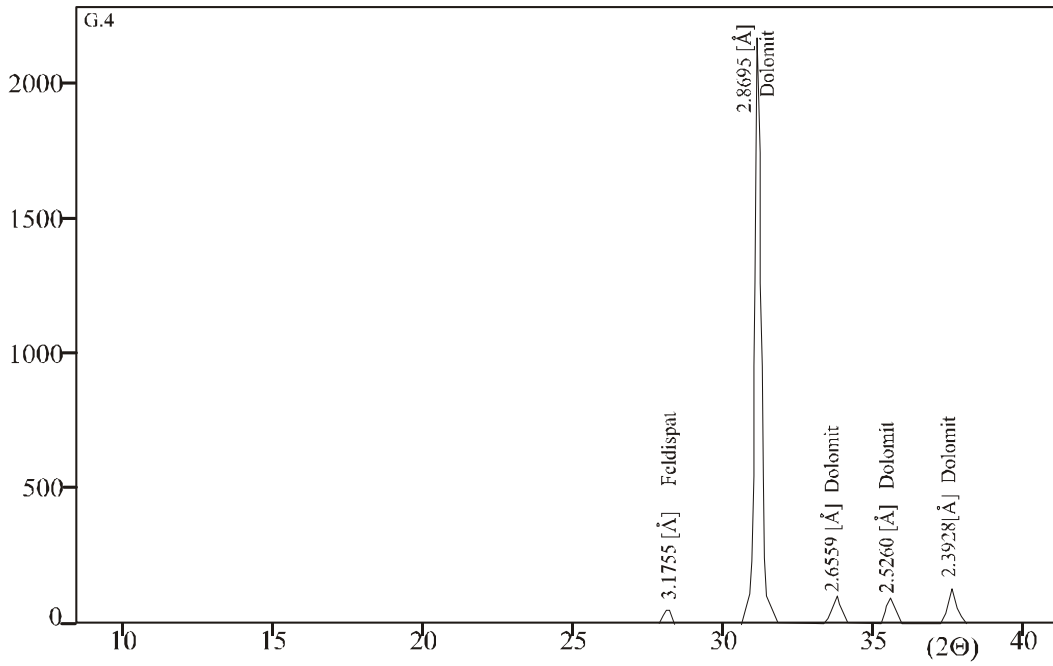
Ösk-7'den alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonucunda, bazı dolomitlerin az miktarda feldispat içerdiği tespit edilmiştir (Tablo 6.7). Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100'lük piki 2.8695-2.8716 Å, kalsitin 3.0319 Å, feldispatın 3.1755 Å'dur (Şekil 6.11-12).

Tablo 6.7. ÖSK-7'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

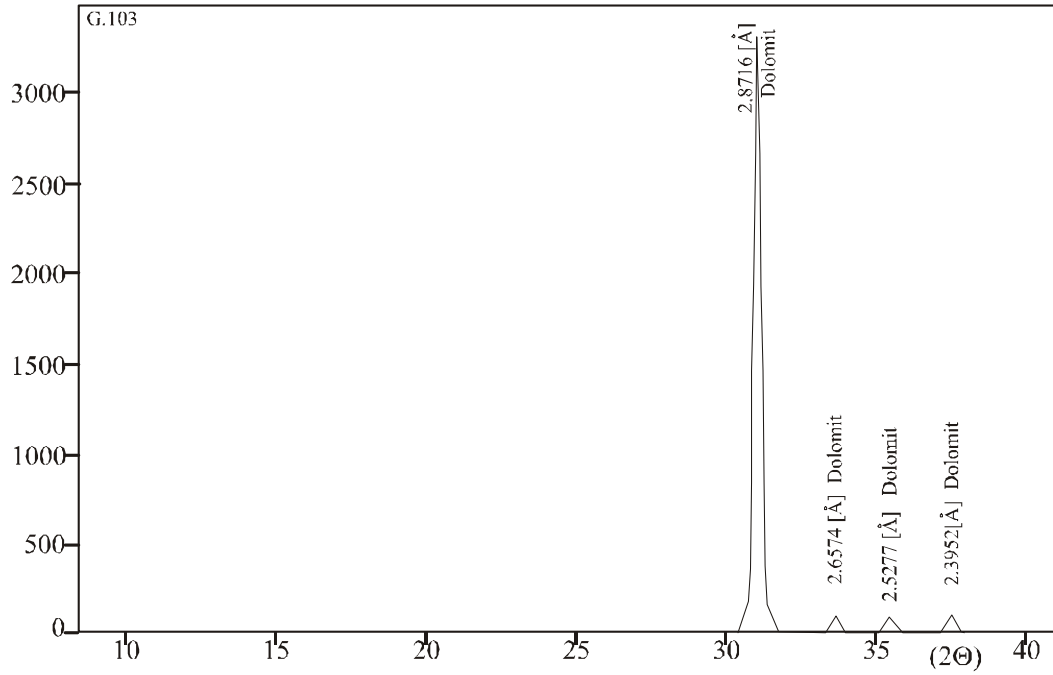
Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
G-4	97,05	0	2,95	0
G-9	100	0	0	0
G-16	99,48	0,52	0	0
G-18	100	0	0	0
G-27	100	0	0	0
G-32	100	0	0	0
G-47	100	0	0	0
G-77	100	0	0	0
G-87	97,05	0	2,95	0
G96	100	0	0	0
G-103	100	0	0	0
G-131	100	0	0	0
G-140	100	0	0	0
G-146	100	0	0	0
G-156	100	0	0	0
G-171	100	0	0	0
G-177	100	0	0	0



Şekil 6.10. ÖSK-6'dan alınan A-148 no'lu numunenin XRD grafiği.



Şekil 6.11. ÖSK-7'den alınan G-4 no'lu numunenin XRD grafiği.

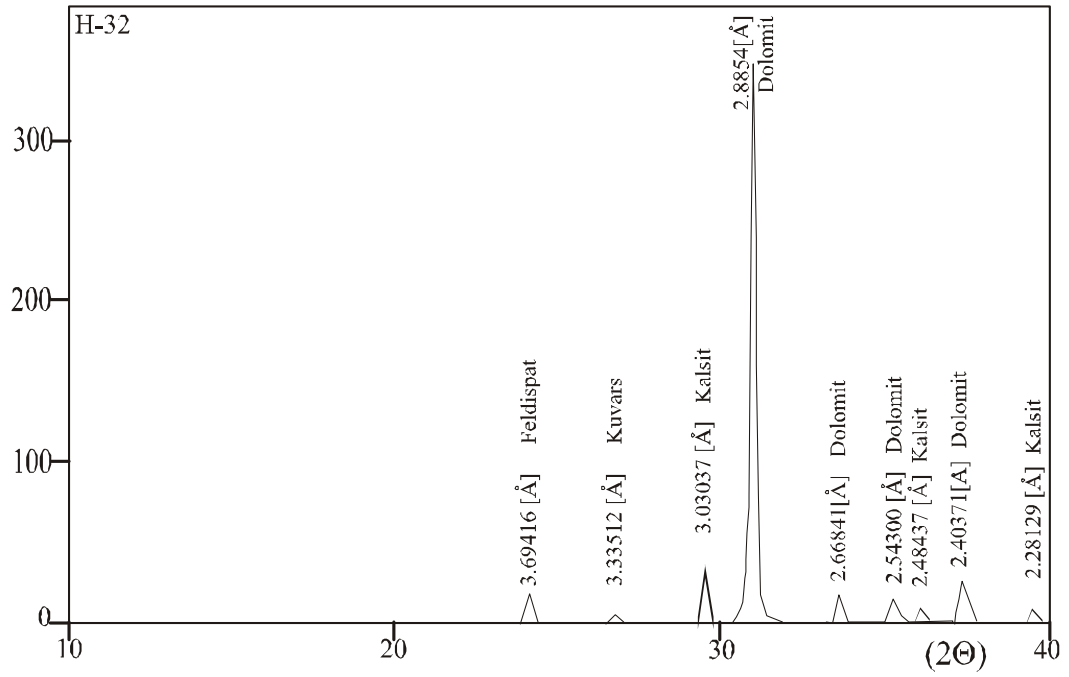


Şekil 6.12. ÖSK-7’den alınan G-103 no’lu numunenin XRD grafiği.

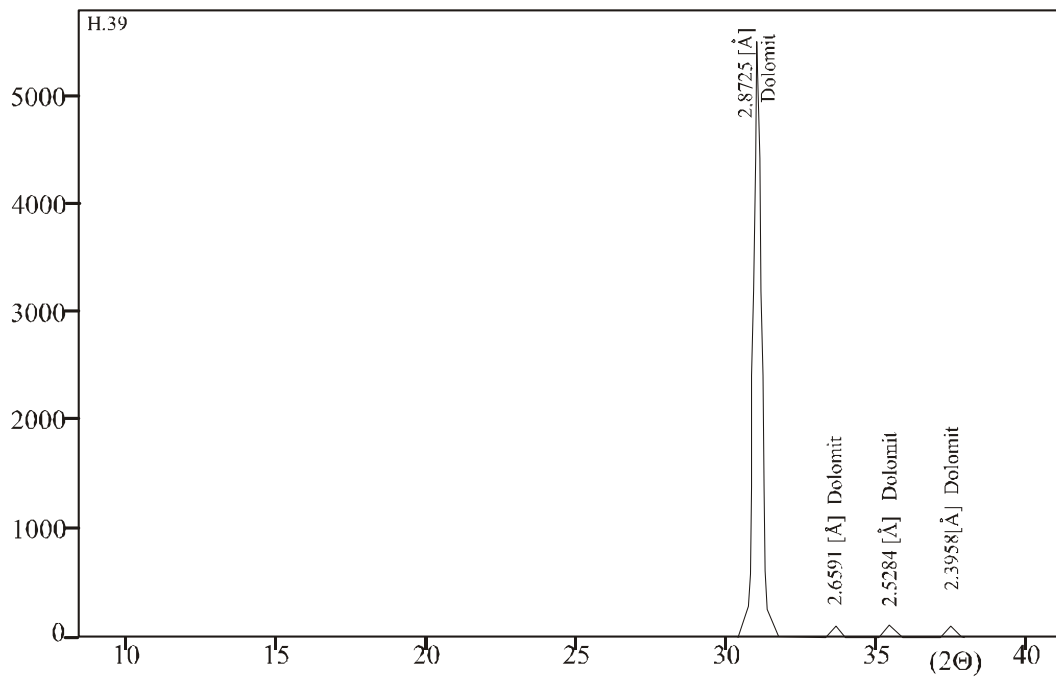
Ösk-8’den alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonucunda, bazı dolomitlerin çok az miktarda kuvars içerdiği tespit edilmiştir (Tablo 6.8). Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100’lük piki 2.8725-2.8854 Å, kalsitin 3.0304 Å, kuvarsın 3.3351 Å’dur (Şekil 6.13-14).

Tablo 6.8. ÖSK-8’den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
H-4	90,14	9,86	0	0
H-9	96,97	3,03	0	0
H-15	98,42	1,37	0	0,22
H-32	92,77	6,77	0	0,46
H-39	100	0	0	0
H-47	99,08	0,92	0	0
H-54	100	0	0	0
H-60	100	0	0	0
H-75	100	0	0	0
H-88	100	0	0	0
H-95	100	0	0	0
H-100	100	0	0	0
H-103	100	0	0	0
H-106	100	0	0	0
H-109	100	0	0	0
H-112	100	0	0	0



Şekil 6.13. ÖSK-8'den alınan H-32 no'lu numunenin XRD grafiği.

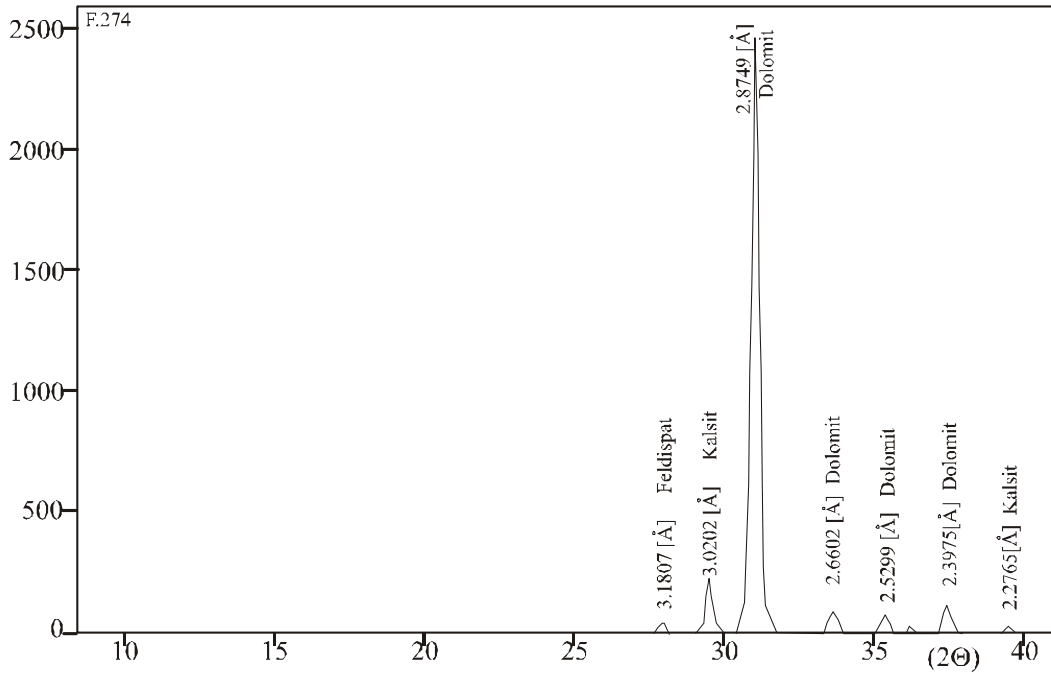


Şekil 6.14. ÖSK-8'den alınan H-39 no'lu numunenin XRD grafiği.

Ösk-9'dan alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonucunda, bazı dolomitlerin az miktarda feldispat içerdiği tespit edilmiştir (Tablo 6.9). Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100'lük piki 2.8749 Å, kalsitin 3.0202 Å, feldispatın 3.1807 Å'dur (Şekil 6.15).

Tablo 6.9. ÖSK-9'dan alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
F-79	100	0	0	0
F-97	61,92	38,08	0	0
F-104	96,97	3,03	0	0
F-148	85,33	14,67	0	0
F-185	94,58	5,42	0	0
F-200	94,03	4,90	1,07	0
F-237	97,21	2,79	0	0
F-253	94,58	5,42	0	0
F-274	93,28	3,88	2,83	0
F-297	100	0	0	0
F-344	98,46	1,54	0	0

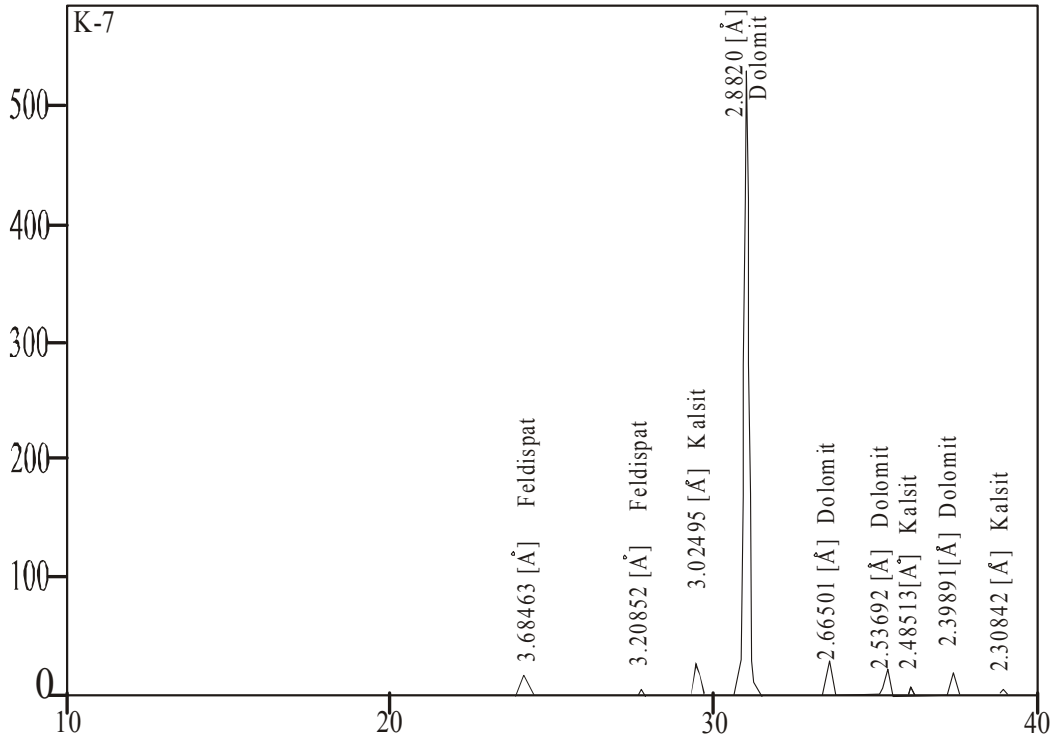


Şekil 6.15. ÖSK-9'dan alınan F-274 no'lu numunenin XRD grafiği.

Ösk-10'dan alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonuçları Tablo 6.10'da gösterilmiştir. Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100'lük piki 2.8820 Å, kalsitin 3.0249 Å, feldispatın 3.2085 Å'dur (Şekil 6.16).

Tablo 6.10. ÖSK-10'dan alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
K-2	100	0,00	0	0
K-3	98,46	1,54	0	0
K-4	100	0,00	0	0
K-5	100	0,00	0	0
K-6	99,48	0,52	0	0
K-7	95,43	3,48	1,09	0
K-8	100	0,00	0	0
K-9	100	0,00	0	0
K-10	100	0,00	0	0
K-11	100	0,00	0	0
K-12	1,87	98,04	0	0,10
K-13	99,63	0,00	0	0,37

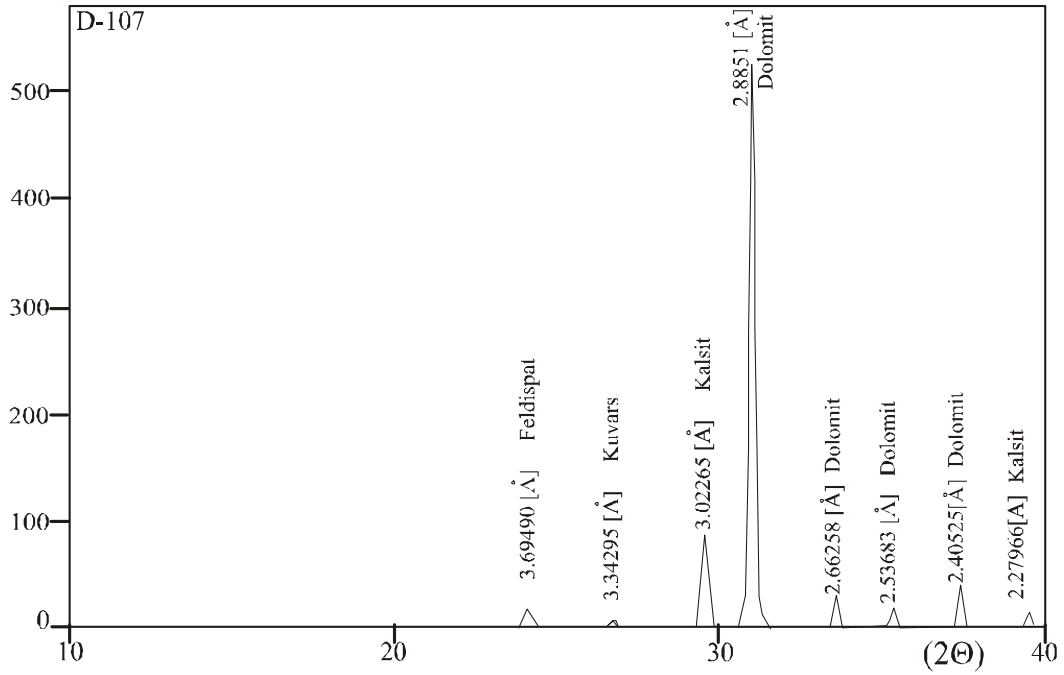


Şekil 6.16. ÖSK-10'dan alınan K-7 no'lu numunenin XRD grafiği.

Ösk-11'den alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonucunda, bazı dolomitlerin çok az miktarda kuvars içerdiği tespit edilmiştir (Tablo 6.11). Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100'lük piki 2.8851 Å, kalsitin 3.0226 Å, kuvarsın 3.3429 Å'dur (Şekil 6.17).

Tablo 6.11. ÖSK-11'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
D-87	100	0	0	0
D-98	92,54	7,23	0	0,23
D-107	88,69	11,09	0	0,22

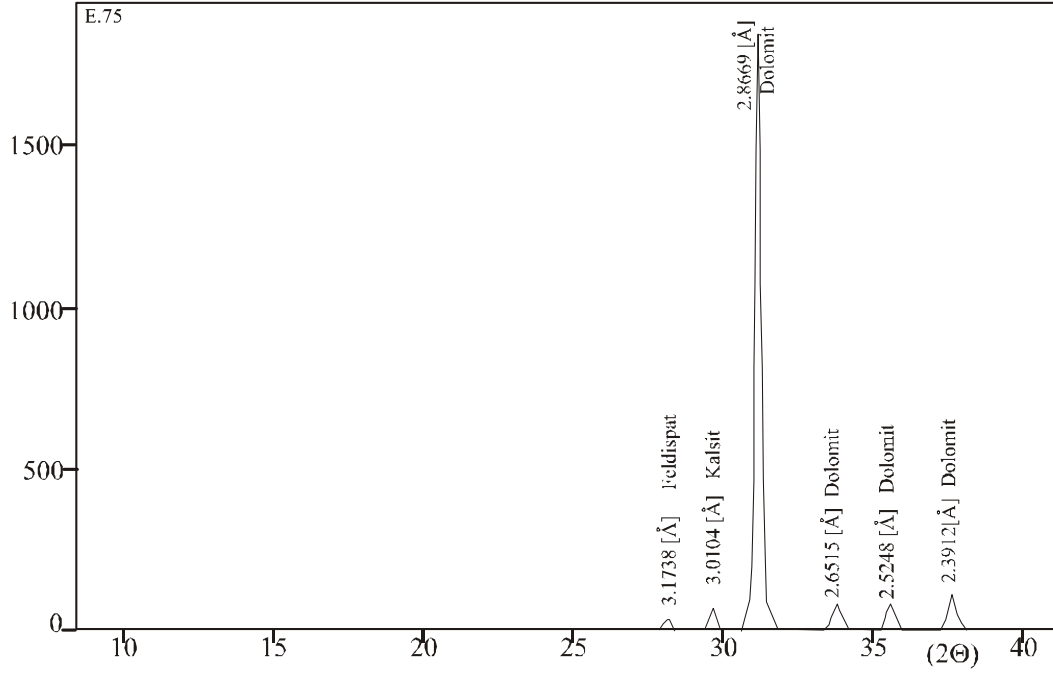


Şekil 6.17. ÖSK-11'den alınan D-107 no'lu numunenin XRD grafiği.

Ösk-12'den alınan dolomitlerden yaptırılan XRD çekimleri sonucunda, bazı dolomitlerin az miktarda feldispat içerdiği tespit edilmiştir (Tablo 6.12). Bu lokasyondan alınan örnekteki dolomitin 100'lük piki 2.8669 Å, kalsitin 3.0104 Å, feldispatın 3.1738 Å'dur (Şekil 6.18).

Tablo 6.12. ÖSK-12'den alınan dolomit örneklerin XRD sonuçları

Numune No	Dolomit %	Kalsit %	Feldispat %	Kuvars %
E-75	94,51	2,62	2,87	0
E-93	79	21,00	0	0
E-102	90,99	9,01	0	0



Şekil 6.18. ÖSK-12'den alınan E-75 no'lu numunenin XRD grafiği.

7. MENTEŞE DOLOMITLERİNİN JEOKİMYASI

İnceleme alanından alınan 40 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. 29 adet numune δO^{18} ve δC^{13} izotop değerlerinin tespiti için Colorado Üniversitesi duraylı izotop laboratuvarına, 5 numune de Sr izotop değerinin tespiti için Kanada’daki British Columbia Üniversitesi-Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research (PCIGR) laboratuvarına gönderilmiştir.

İnceleme alanındaki Resiyen yaşlı Menteşe dolomitlerinin kimyasal analizi sonucunda, $CaCO_3$ oranının % 50-58 mol arasında, $MgCO_3$ % 42-50 mol arasında değiştiği belirlenmiştir (Tablo 7.1). Ana oksit içerikleri; SiO_2 içeriği % 0-2.59 , Al_2O_3 içeriği %0-1.37 arasındadır (Tablo 7.2). Sr içeriğinin 34-254 ppm, Ba içeriğinin 0-98 ppm ve Rb içeriğinin de 0-11.2 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 bir bileşime sahip dolomitin CaO/MgO oranı 1:4’dür (Kuşçu ve diğ. 2001). Menteşe dolomitlerinin CaO/MgO oranının 1.41-1.89 arasında değiştiği belirlenmiştir (Tablo 7.1). Kuşçu ve diğ. (2001)’nin sınıflandırması Tablo 7.5’de verilmiştir. Buna göre Menteşe dolomitleri çoğunlukla dolomit bileşimindedir.

Tablo 7.1. Menteşe dolomitlerinin % MgCO_3 - CaCO_3 mol içerikleri

Örnekler	MgCO_3 % molar	CaCO_3 % molar	CaO/MgO
A-198	46,24	53,76	1,62
B-1	48,07	51,93	1,50
B-22	45,58	54,42	1,66
B-50	48,22	51,78	1,49
B-83	44,67	55,33	1,72
B-170	48,27	51,73	1,49
B-349	47,14	52,86	1,56
C-1	48,12	51,88	1,50
C-17	47,71	52,29	1,52
C-50	47,90	52,10	1,51
C-79	47,65	52,35	1,53
C-117	48,49	51,51	1,48
C-266	49,74	50,26	1,41
D-87	47,88	52,12	1,51
D-98	43,24	56,76	1,83
E-75	47,32	52,68	1,55
E-102	44,98	55,02	1,70
F-104	42,35	57,65	1,89
F-185	47,05	52,95	1,57
F-200	44,26	55,74	1,75
F-237	45,52	54,48	1,67
F-297	49,63	50,37	1,41
F-344	46,59	53,41	1,60
G-4	48,12	51,88	1,50
G-27	48,35	51,65	1,49
G-47	48,31	51,69	1,49
G-77	48,07	51,93	1,50
G-96	47,68	52,32	1,53
G-131	48,44	51,56	1,48
G-156	48,32	51,68	1,49
G-180	44,68	55,32	1,72
G-217	46,28	53,72	1,61
G-272	46,69	53,31	1,59
G-342	47,45	52,55	1,54
H-4	42,55	57,45	1,88
H-32	44,01	55,99	1,77
H-47	46,35	53,65	1,61
H-60	47,97	52,03	1,51
I-1	47,08	52,92	1,56

Tablo 7.2. Menteşe dolomitlerinin ana oksit içerikleri

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	Ateş Kaybı	Toplam
Örnekler	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
A-198	0,98	0,44	0,25	19,51	31,56	0,03	0,08	0,02	46,8	99,67
B-1	0,71	0,22	0,39	20,49	30,79	0,06	0,05	<0,01	46,9	99,66
B-22	0,90	0,56	0,16	19,78	32,85	0,05	0,15	<0,01	45,2	99,65
B-50	0,10	0,06	0,12	20,81	31,09	0,03	0,01	<0,01	47,4	99,65
B-83	1,79	1,11	0,48	18,33	31,59	0,05	0,29	0,01	46,0	99,68
B-170	0,09	0,06	0,15	20,97	31,27	0,02	0,01	<0,01	47,0	99,66
B-349	0,64	0,36	0,15	20,00	31,20	0,05	0,09	<0,01	47,1	99,66
C-1	0,32	0,10	0,12	20,77	31,15	0,04	0,02	<0,01	47,1	99,66
C-17	0,46	0,13	0,15	20,54	31,32	0,05	0,03	<0,01	47,0	99,65
C-50	0,16	0,09	0,08	20,83	31,52	0,02	0,02	<0,01	46,9	99,64
C-79	0,23	0,15	0,17	20,74	31,70	0,02	0,04	<0,01	46,6	99,66
C-117	0,18	0,11	0,11	21,00	31,04	0,02	0,03	<0,01	47,1	99,64
C-266	0,04	0,04	<0,04	21,85	30,71	0,01	<0,01	<0,01	47,0	99,62
D-87	0,35	0,19	<0,04	20,84	31,56	<0,01	0,05	<0,01	46,6	99,66
D-98	0,60	0,33	0,13	18,39	33,58	0,02	0,09	<0,01	46,5	99,69
E-75	0,97	0,57	0,15	19,89	30,81	0,01	0,18	<0,01	47,0	99,66
E-102	0,69	0,40	0,20	19,12	32,54	0,02	0,12	<0,01	46,5	99,68
F-104	1,00	0,57	0,21	17,74	33,60	0,02	0,17	<0,01	46,3	99,70
F-185	0,04	0,01	0,08	20,09	31,45	<0,01	<0,01	<0,01	48,0	99,68
F-200	0,08	0,03	<0,04	19,09	33,45	0,01	<0,01	<0,01	47,0	99,68
F-237	0,03	<0,01	<0,04	19,60	32,64	<0,01	<0,01	<0,01	47,4	99,67
F-297	0,02	<0,01	0,16	21,69	30,63	<0,01	<0,01	<0,01	47,1	99,61
F-344	0,06	<0,01	<0,04	20,03	31,95	0,01	<0,01	<0,01	47,6	99,67
G-4	2,59	1,37	0,50	19,58	29,37	0,07	0,28	0,01	45,8	99,65
G-27	0,19	0,10	0,09	20,97	31,17	0,02	0,02	<0,01	47,0	99,64
G-47	0,12	0,07	0,12	20,98	31,23	0,02	0,02	0,01	47,1	99,65
G-77	0,42	0,25	0,18	20,60	30,96	0,03	0,07	<0,01	47,1	99,64
G-96	0,19	0,12	0,07	20,66	31,54	0,03	0,03	<0,01	47,0	99,66
G-131	0,12	0,07	<0,04	21,09	31,23	0,03	0,02	<0,01	47,1	99,65
G-156	0,19	0,11	0,04	20,95	31,17	0,02	0,03	<0,01	47,1	99,66
G-180	<0,01	<0,01	<0,04	19,45	33,50	<0,01	<0,01	<0,01	46,8	99,68
G-217	0,05	0,03	<0,04	20,05	32,38	0,01	<0,01	<0,01	47,1	99,66
G-272	0,11	<0,01	<0,04	20,48	32,53	<0,01	<0,01	<0,01	46,5	99,64
G-342	0,23	0,07	0,08	20,58	31,71	0,02	0,01	<0,01	46,9	99,65
H-4	0,73	0,17	0,58	18,03	33,87	0,03	0,02	0,02	46,2	99,67
H-32	1,49	0,43	0,41	18,45	32,65	0,03	0,07	0,01	46,0	99,66
H-47	0,74	0,33	0,31	19,80	31,88	0,03	0,09	<0,01	46,4	99,67
H-60	0,24	0,12	0,07	20,83	31,43	0,02	0,03	<0,01	46,9	99,64
I-1	0,14	0,04	0,16	20,50	32,06	0,02	<0,01	0,01	46,7	99,65
C-179 (Kçt)	0,02	0,01	<0,04	1,37	55,19	<0,01	<0,01	<0,01	43,3	99,97
STD	58,09	14,14	7,62	3,34	6,37	3,69	2,15	0,39	1,9	99,75

Tablo 7.3. Mentеше dolomitlerinin iz element içerikleri

	Ba	Rb	Sr	Si	Al
Örnekler	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A-198	7	2,9	121,5	4579	2328
B-1	23	2,2	87,0	3317	1164
B-22	98	5,1	107,1	4205	2963
B-50	2	0,6	83,5	467	317
B-83	21	10,9	158,8	8363	5873
B-170	3	0,5	61,9	420	317
B-349	9	3,4	108,4	2990	1905
C-1	9	0,9	85,9	1495	529
C-17	11	1,2	92,6	2149	688
C-50	4	0,8	73,7	748	476
C-79	3	1,4	77,1	1075	794
C-117	4	1,0	86,2	841	582
C-266	0	0,3	56,5	187	212
D-87	6	2,0	53,4	1635	1005
D-98	10	3,3	86,3	2803	1746
E-75	9	5,7	48,1	4532	3016
E-102	15	4,2	118,5	3224	2117
F-104	20	6,1	114,8	4672	3016
F-185	2	0	43,3	187	53
F-200	2	0,2	70,4	374	159
F-237	1	0	46,1	140	0
F-297	0	0	45,3	93	0
F-344	0	0	74,1	280	0
G-4	33	11,2	73,8	12100	7249
G-27	5	0,9	85,0	888	529
G-47	4	0,6	67,8	561	370
G-77	6	2,4	85,4	1962	1323
G-96	5	1,1	87,2	888	635
G-131	3	0,7	88,7	561	370
G-156	4	1,0	82,1	888	582
G-180	2	0	47,4	0	0
G-217	2	0,1	76,7	234	159
G-272	0	0	34,1	514	0
G-342	6	0,5	68,8	1075	370
H-4	25	1,0	253,5	3411	900
H-32	32	2,9	137,7	6961	2275
H-47	15	3,4	105,3	3457	1746
H-60	6	1,1	74,8	1121	635
I-1	8	0,4	90,4	654	212
C-179 (Kçt)	4	0,4	126,2	93	53
STD	510	28,6	406,6		

Tablo 7.4. Menteşe dolomitlerinin nadir toprak element içerikleri

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C	TOT/S
Örnekler	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%
A-198	3,0	5,5	0,71	2,8	0,57	0,16	0,59	0,09	0,49	0,09	0,25	0,03	0,20	0,03	12,59	0,04
B-1	0,8	1,3	0,16	0,6	0,15	0,03	0,13	0,02	0,12	0,02	0,06	0,01	0,05	<0,01	13,12	<0,02
B-22	2,2	3,3	0,45	1,7	0,34	0,08	0,37	0,06	0,33	0,05	0,18	0,03	0,15	0,02	12,88	<0,02
B-50	0,3	0,5	0,07	<0,3	0,07	<0,02	0,07	0,01	<0,05	<0,02	0,04	<0,01	<0,05	<0,01	13,23	<0,02
B-83	4,7	8,1	1,05	4,5	0,91	0,20	0,91	0,14	0,79	0,14	0,40	0,06	0,33	0,05	12,88	0,03
B-170	0,3	0,6	0,09	<0,3	0,07	0,02	0,07	0,01	0,08	0,02	0,05	<0,01	<0,05	<0,01	13,09	<0,02
B-349	1,7	2,7	0,37	1,7	0,30	0,07	0,33	0,05	0,31	0,06	0,16	0,02	0,15	0,02	12,98	0,06
C-1	0,6	0,6	0,11	0,4	0,09	0,02	0,12	0,02	0,15	0,03	0,10	0,02	0,10	0,01	13,07	<0,02
C-17	0,7	1,0	0,13	0,5	0,09	<0,02	0,10	0,02	0,07	0,02	0,07	0,01	0,06	<0,01	13,12	<0,02
C-50	0,7	0,9	0,14	0,6	0,12	0,03	0,14	0,03	0,18	0,03	0,11	0,02	0,10	0,01	13,24	<0,02
C-79	0,6	0,7	0,11	0,4	0,10	0,02	0,12	0,02	0,11	0,03	0,09	0,01	0,08	0,01	13,18	<0,02
C-117	0,9	1,4	0,20	0,9	0,14	0,04	0,16	0,03	0,17	0,04	0,12	0,02	0,11	0,02	13,24	<0,02
C-266	0,5	0,3	0,05	<0,3	<0,05	<0,02	0,06	0,01	<0,05	<0,02	0,06	<0,01	<0,05	<0,01	12,83	0,02
D-87	1,3	1,2	0,17	0,5	0,11	0,03	0,11	0,02	0,11	0,03	0,06	0,01	0,05	0,01	13,03	<0,02
D-98	1,1	1,6	0,28	1,2	0,21	0,05	0,20	0,03	0,20	0,04	0,12	0,02	0,13	0,02	12,98	<0,02
E-75	1,2	1,8	0,21	0,8	0,19	0,04	0,17	0,03	0,18	0,03	0,12	0,02	0,11	0,01	12,91	<0,02
E-102	1,6	2,6	0,40	1,5	0,30	0,07	0,26	0,04	0,24	0,06	0,17	0,03	0,15	0,02	13,03	<0,02
F-104	2,4	3,7	0,52	1,9	0,36	0,09	0,30	0,05	0,30	0,06	0,17	0,03	0,16	0,03	12,91	<0,02
F-185	0,3	0,2	0,06	<0,3	0,05	<0,02	0,07	<0,01	0,10	0,02	0,06	0,01	0,05	<0,01	13,18	<0,02
F-200	0,3	0,3	0,07	<0,3	<0,05	<0,02	0,05	<0,01	0,07	<0,02	0,06	0,01	0,05	0,01	12,99	0,04
F-237	0,2	0,2	0,02	<0,3	<0,05	<0,02	<0,05	<0,01	<0,05	<0,02	<0,03	<0,01	<0,05	<0,01	12,94	<0,02
F-297	0,4	<0,1	0,02	<0,3	0,11	0,03	<0,05	0,02	<0,05	<0,02	0,06	<0,01	<0,05	<0,01	12,99	0,03
F-344	0,3	0,2	0,05	<0,3	<0,05	<0,02	0,06	<0,01	0,07	<0,02	0,06	<0,01	<0,05	<0,01	13,19	<0,02
G-4	3,7	6,9	0,85	3,0	0,57	0,10	0,46	0,08	0,50	0,10	0,32	0,04	0,28	0,04	12,55	<0,02
G-27	0,7	1,0	0,16	0,8	0,14	0,03	0,17	0,03	0,17	0,03	0,10	0,02	0,12	0,02	13,27	<0,02
G-47	0,5	0,6	0,09	0,4	0,07	<0,02	0,09	0,02	0,08	<0,02	0,05	0,01	0,05	<0,01	13,31	<0,02
G-77	1,0	1,6	0,21	0,9	0,18	0,04	0,19	0,03	0,19	0,04	0,13	0,02	0,15	0,02	13,11	<0,02
G-96	0,8	1,3	0,19	0,6	0,15	0,04	0,14	0,03	0,16	0,04	0,13	0,02	0,12	0,02	13,34	<0,02
G-131	0,5	0,7	0,10	0,4	0,07	0,02	0,08	0,01	0,10	0,02	0,07	0,01	0,05	0,01	13,36	<0,02
G-156	0,7	0,9	0,15	0,6	0,12	0,03	0,12	0,02	0,14	0,03	0,10	0,02	0,09	0,02	13,09	<0,02
G-180	0,2	0,1	0,03	<0,3	<0,05	<0,02	<0,05	<0,01	<0,05	<0,02	0,04	<0,01	<0,05	<0,01	12,79	0,04
G-217	0,2	0,3	0,04	<0,3	<0,05	<0,02	<0,05	<0,01	<0,05	<0,02	<0,03	<0,01	<0,05	<0,01	13,00	0,04
G-272	0,6	0,2	0,05	<0,3	<0,05	0,03	<0,05	0,02	<0,05	<0,02	0,03	<0,01	<0,05	<0,01	13,12	<0,02
G-342	0,6	0,5	0,08	0,3	0,05	<0,02	0,06	<0,01	0,07	<0,02	0,07	0,01	0,07	0,01	13,16	0,03
H-4	1,2	1,7	0,24	0,8	0,16	0,04	0,19	0,03	0,17	0,03	0,12	0,02	0,10	0,01	12,87	<0,02
H-32	3,8	3,7	0,80	3,3	0,67	0,16	0,79	0,12	0,67	0,14	0,40	0,06	0,31	0,05	12,63	<0,02
H-47	2,6	3,2	0,54	2,4	0,45	0,11	0,53	0,08	0,49	0,10	0,28	0,05	0,22	0,03	13,04	0,02
H-60	1,3	1,2	0,25	1,1	0,22	0,05	0,28	0,05	0,28	0,07	0,21	0,03	0,16	0,02	13,22	<0,02
I-1	0,8	0,9	0,16	0,7	0,10	0,03	0,16	0,02	0,15	0,03	0,11	0,02	0,12	0,02	13,18	<0,02
C-179 (Kçt)	2,1	0,4	0,42	1,9	0,40	0,09	0,42	0,07	0,40	0,09	0,27	0,04	0,24	0,04	12,55	0,02
STD	12,0	26,1	3,40	13,8	2,91	0,86	2,89	0,50	2,92	0,60	1,78	0,28	1,74	0,27		

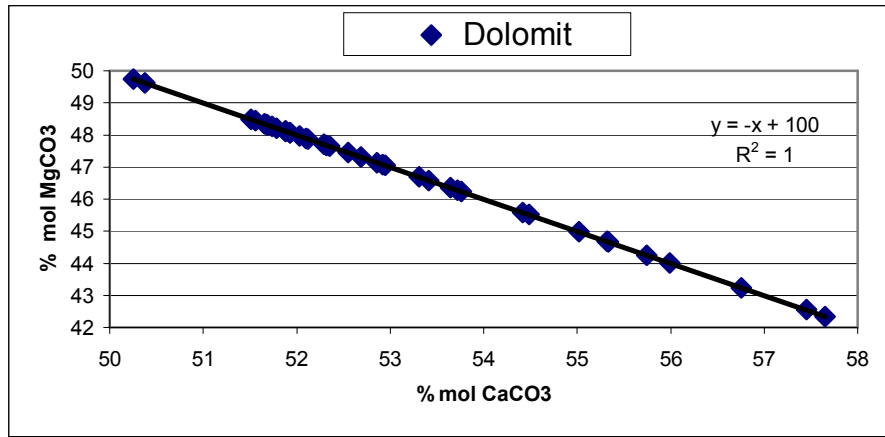
Tablo 7.5. Dolomitlerin Sınıflandırılması (Kuşcu ve diğ., 2001)

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

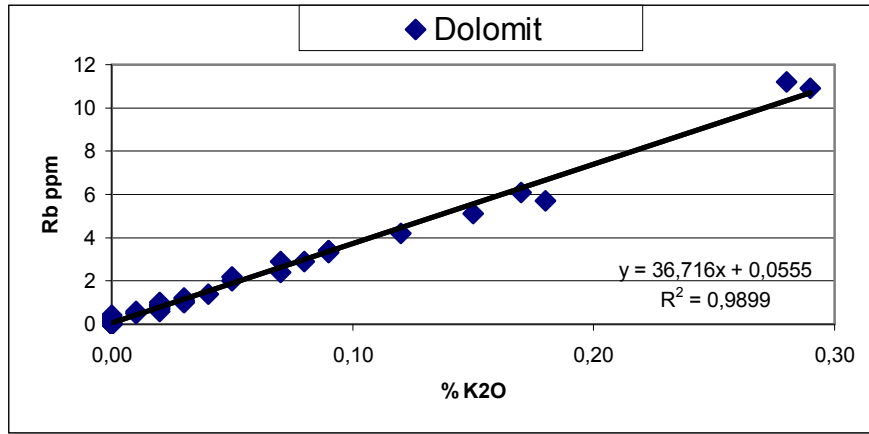
7.1. Majör Element Jeokimyası (Ana Oksit)

Mol % MgCO₃ – mol % CaCO₃ grafiğinde MgCO₃ içeriği ile CaCO₃ içeriği arasında ters orantılı bir ilişkinin olduğu gözlenmektedir (Şekil 7.1). Dolomitler içersindeki Ca iyonları ortamdan uzaklaştıkça Mg iyonlarının oranında artış olmaktadır. Böylece oluşan dolomitin bileşimi de ideal dolomitin (stoikometrik dolomit) bileşimine yaklaşmaktadır. Örneklerimizdeki dolomitler Ca'ca zengin non-stoikometrik dolomit ile stoikometik dolomit (Ca₅₀₋₅₈Mg₄₂₋₅₀) bileşimindedir (Şekil 7.1, Tablo 7.1). Dolomitlerin yarı duraylılıkları sebebiyle ilerleyen rekristalleşme esnasında çok stoikometrik olmaları beklenmektedir (Gao and Land 1991; Montanez and 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 and Chimahusky 1980; Sperber ve diğ. 1984; Searl 1994; Reinhold 1998; Kırmacı ve Akdağ 2005). Ca'ca zengin non-stoikometrik dolomit genellikle dolomitleşmiş solusyonun Mg/Ca oranının ve dolomitleşme esnasındaki sıvı/kaya oranının bir fonksiyonu olarak ifade edilmektedir. Bu oranların düşmesiyle Ca'ca zengin non-stoikometrik dolomit oluşur. Kalsiyan dolomitlerin varlığı düşük Mg/Ca oranıyla ilişki bir solüsyondan oluştuğunu gösterir. Ca'ca zengin dolomitler genellikle yüzeye yakın bir kökene sahiptir (Morrow 1998; Kırmacı ve Akdağ 2005). Non-stoikometrik kalsiyan dolomit, kaya kontrollündeki kısmen kapalı bir sistemde kolayca oluşabilir (Sperber ve diğ. 1984; Török 2000; Kırmacı ve Akdağ 2005).

% K₂O – Rb grafiğinde, Rb içeriği ile % K₂O arasında pozitif bir korelasyon gözlenmektedir (Şekil 7.2). Rb ve K₂O arasındaki pozitif korelasyon karbonatlar içersindeki killerin denizel orijinli olduğunu destekler (Rao 1989). Dolayısıyla bu özellik Menteşe dolomitlerinin denizel orijinli olduğunu belgelemektedir.

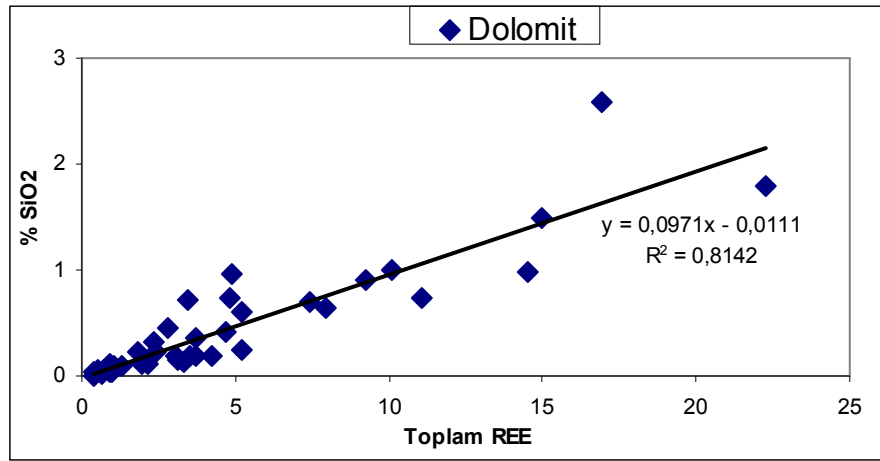


Şekil 7.1. Mol % MgCO_3 – mol % CaCO_3 grafiği.

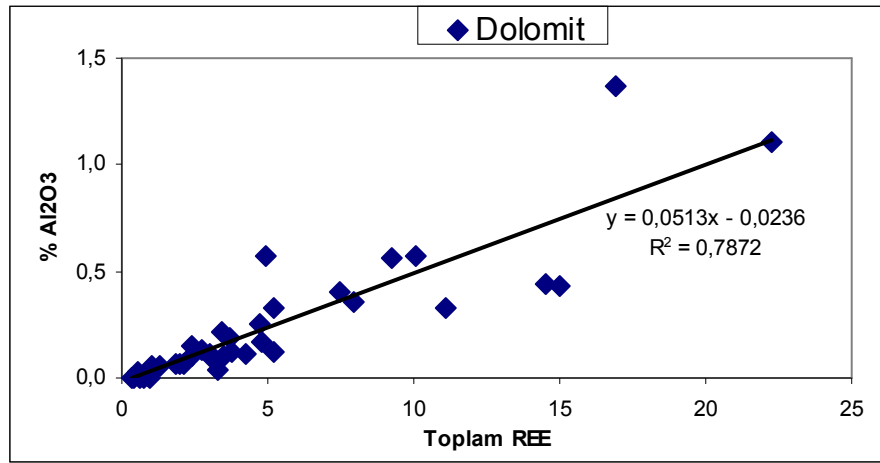


Şekil 7.2. % K_2O – Rb grafiği.

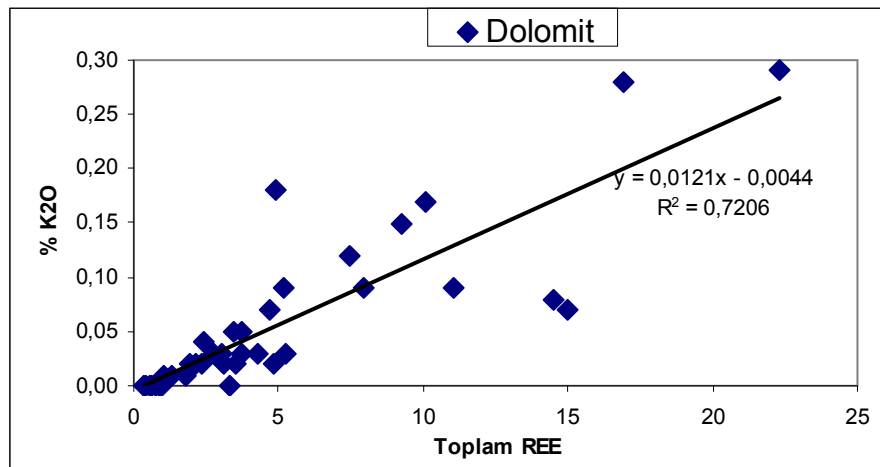
Majör elementlerin toplam REE ile ilişkisini gösteren grafikler çizdiğimizde; kuvvetli pozitif korelasyonlar SiO_2 , Al_2O_3 ve K_2O arasında görülmektedir (Şekil 7.3-5). Başka bir deyişle, SiO_2 , Al_2O_3 ve K_2O içeriği arttıkça toplam REE’de artmaktadır. Orta derecede pozitif korelasyon Fe_2O_3 ile görülmektedir (Şekil 7.6). Zayıf pozitif korelasyon Na_2O ile görülmektedir (Şekil 7.7). MgO ile zayıf negatif korelasyon ilişkisi görülmektedir (Şekil 7.8). Başka bir deyişle, MgO içeriği arttıkça toplam REE azalmaktadır. CaO ile çok zayıf negatif korelasyon ilişkisi görülmektedir (Şekil 7.9). Dolayısıyla bu ilişkiler REE’nin karbonat fazıyla ilişkili olmayıp havzaya gelen kırıntılı malzemeden kaynaklandığını ifade etmektedir.



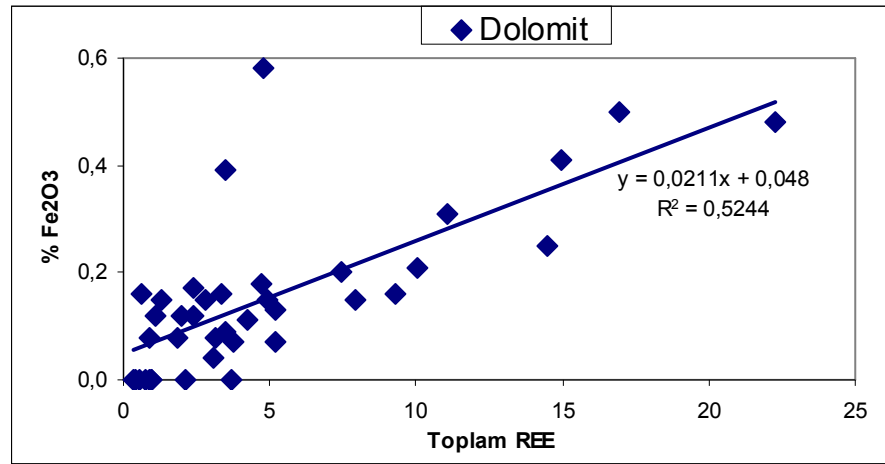
Şekil 7.3. % SiO₂ - Toplam REE grafiği.



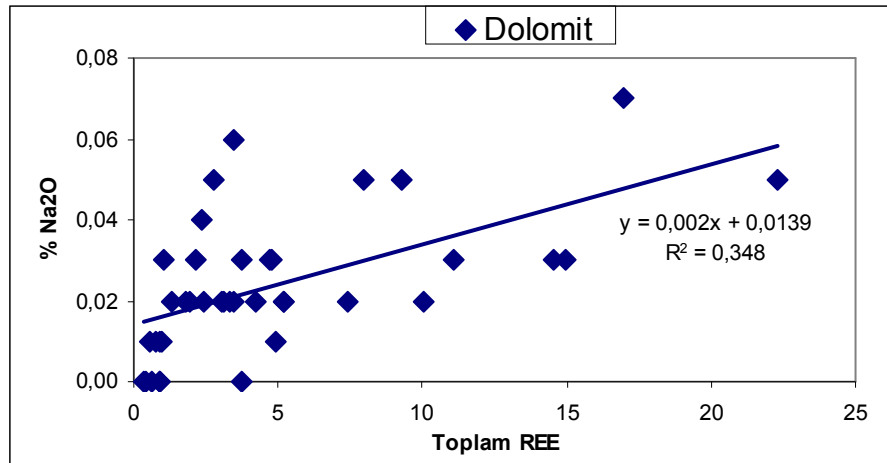
Şekil 7.4. % Al₂O₃ - Toplam REE grafiği.



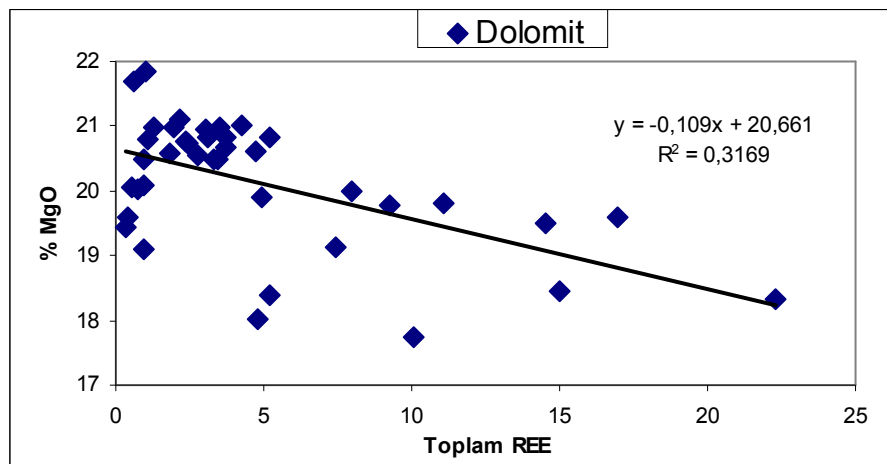
Şekil 7.5. % K₂O - Toplam REE grafiği.



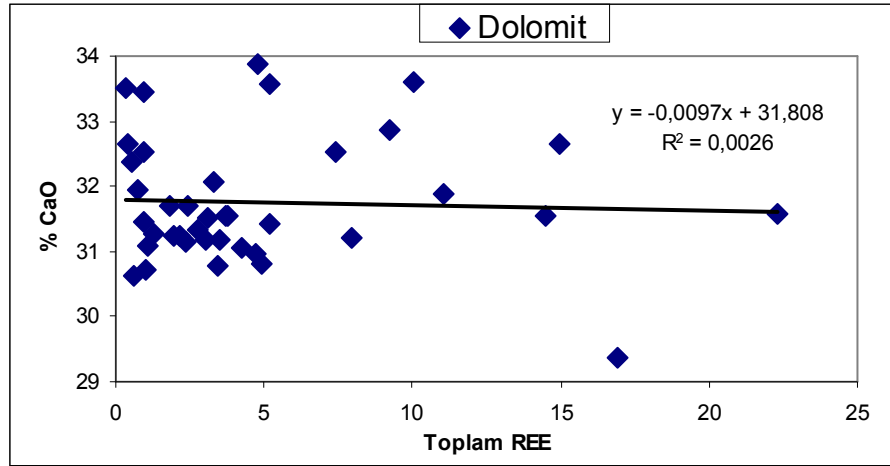
Şekil 7.6. % Fe₂O₃ - Toplam REE grafiği.



Şekil 7.7. % Na₂O - Toplam REE grafiği.



Şekil 7.8. % MgO - Toplam REE grafiği.

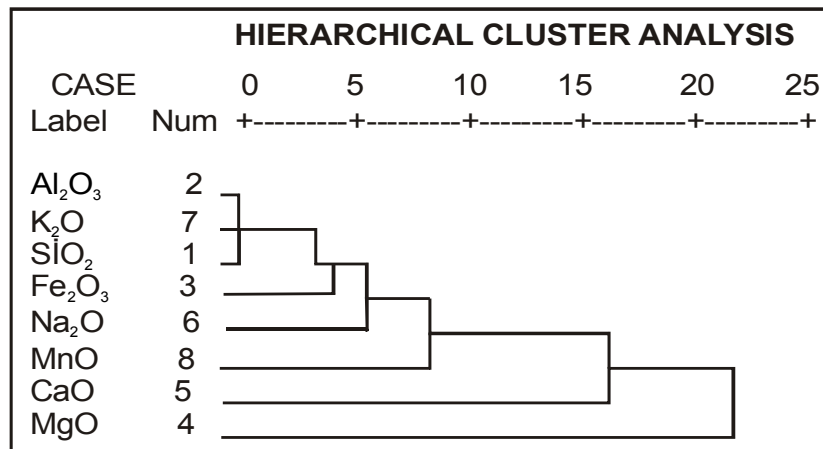


Şekil 7.9. % CaO - Toplam REE grafiği.

Majör elementlerin birbiriyle ilişkili korelasyonunu yaptığımızda en kuvvetli pozitif korelasyon SiO_2 - Al_2O_3 arasında, en kuvvetli negatif korelasyon MgO - CaO arasında görülmektedir (Tablo 7.6, Şekil 7.10).

Tablo 7.6. Menteşe dolomitlerindeki majör elementlerin korelasyon matrisi

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO
SiO_2	1							
Al_2O_3	0,959	1						
Fe_2O_3	0,790	0,679	1					
MgO	-0,569	-0,510	-0,519	1				
CaO	-0,128	-0,178	-0,045	-0,680	1			
Na_2O	0,663	0,625	0,649	-0,166	-0,324	1		
K_2O	0,898	0,975	0,607	-0,515	-0,133	0,562	1	
MnO	0,483	0,368	0,654	-0,411	0,097	0,278	0,251	1



Şekil 7.10. Menteşe dolomitlerindeki majör elementlerin Cluster analiz diyagramı.

7.2. İz-Eser Element Jeokimyası

Mol % MgCO_3 - Sr (ppm) grafiğinde Sr ile % MgCO_3 arasında ters bir ilişki vardır (Şekil 7.11). 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. 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 and Davydov 2005). Brand ve Veizer (1983) aragonitin rekristalizasyonunun Sr kaybıyla sonuçlandığını kanıtlamıştır.

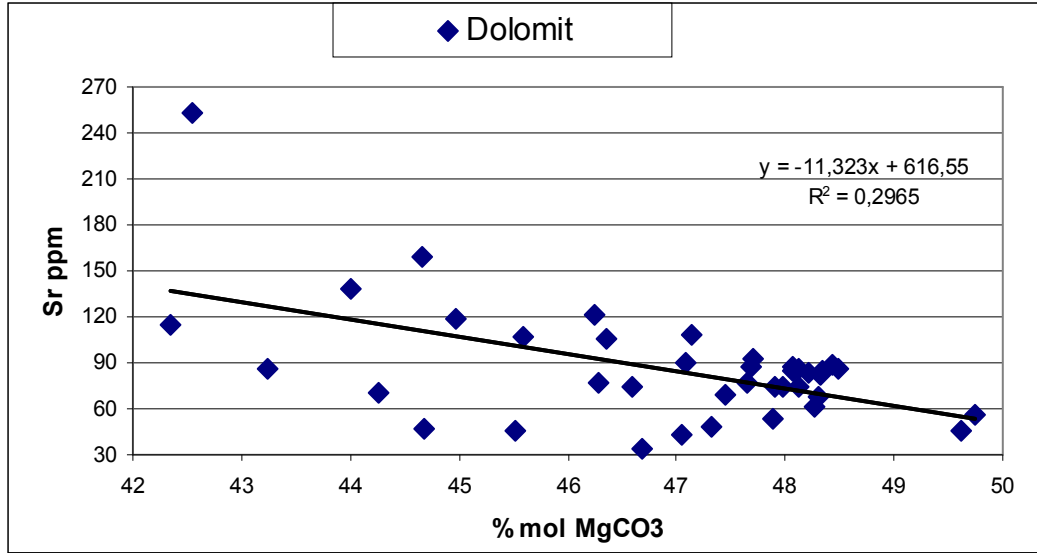
Friedman (1965; Rao 1989'dan) güncel denizel kireçtaşlarında düşük Ba içeriği (<60 ppm) ve tatlı su kireçtaşlarında daha yüksek Ba içeriği (>60 ppm) bulunduğunu gözlemlemiştir. İnceleme alanındaki Menteşe dolomitlerindeki Ba değerleri 0-33 ppm (ortalama 11ppm) arasında olup, yalnızca bir örnekte Ba değeri 98 ppm olarak tespit edilmiştir (Tablo 7.3). Dolayısıyla Menteşe dolomitlerindeki Ba içeriği <60 ppm olduğundan, bu sonuç karbonatların denizel kökenli olduğunu destekler niteliktedir.

Menteşe dolomitleri için toplam nadir toprak element (REE) konsantrasyonlarına karşı Al ve Si (ppm) konsantrasyonlarının karşılaştırılması pozitif bir ilişki sergilemektedir (Şekil 7.12). Dolomitlerdeki Al 0 – 7249 ppm (ortalama=1167 ppm), Si 0 – 12100 ppm (ortalama=2104 ppm) şeklinde olup nispeten yüksek oranlardadır (Tablo 7.3).

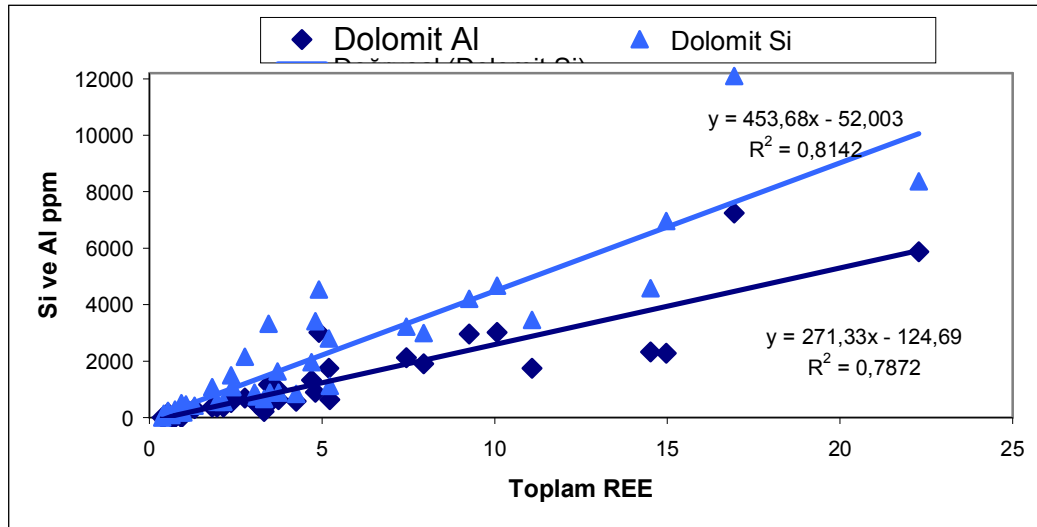
Örneklerin çoğunda Al 300 ppm, Si ise 1000 ppm'in üzerindedir. Dolayısıyla bu dolomit örneklerindeki toplam REE içerikleri Al ve/veya Si konsantrasyonlarının yükselmesiyle çok az artmaktadır. Bu da silisiklastik kirlenmenin de önemsiz olduğunu göstermektedir (Banner ve diğ. 1988).

Menteşe dolomitlerindeki dolomit örneklerinin REE bakımından tüketilme gözlenmektedir. Ayrıca örneklerin hepsinde negatif Ce anomalileri gözlenmektedir (Şekil 7.13). Negatif Ce anomalisi çoğunlukla doğal oksidasyon sularında oluşmaktadır (örneğin, deniz suyunda) çünkü Ce^{+4} 'ün çözünabilirliği oksidasyon

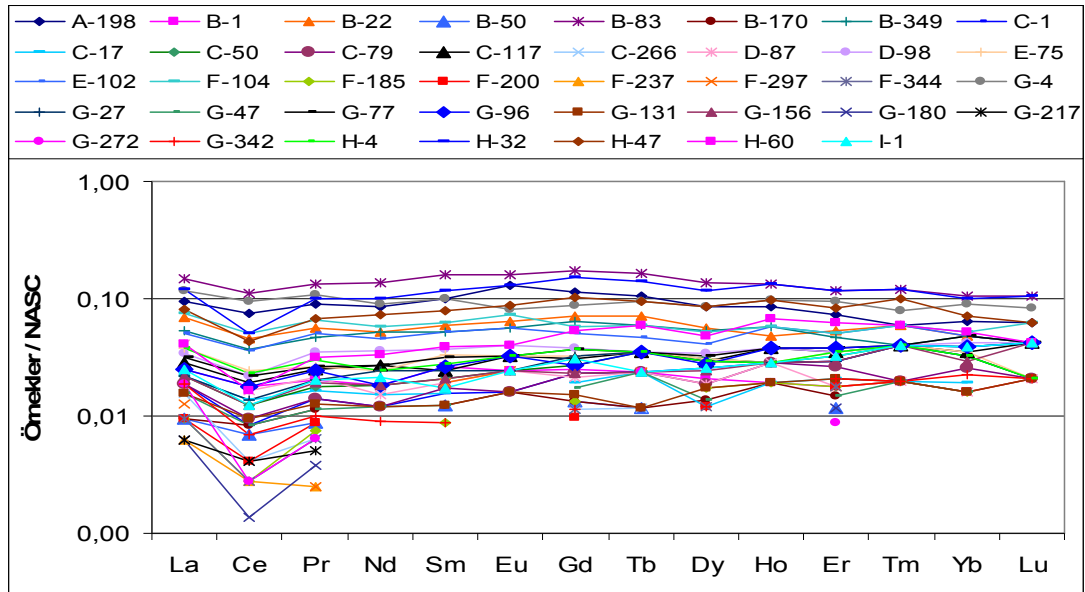
ortamlarında düşüktür ve tercihli olarak ötijenik Fe–Mn oksitler ile uzaklaştırılır ya da partikül madde ile temizlenir (Elderfield ve diğ. 1981; Qing 1998).



Şekil 7.11. Mol % MgCO₃ – Sr (ppm) grafiği.



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



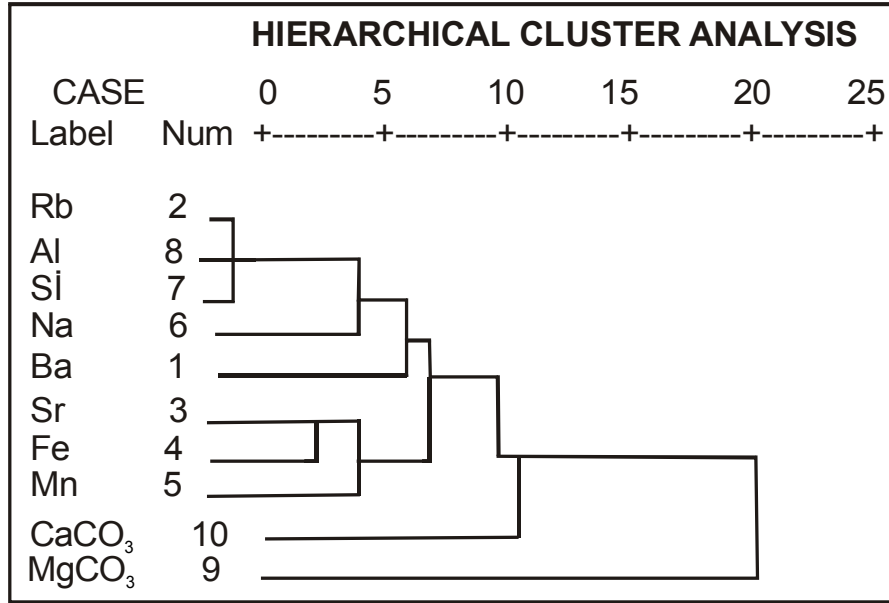
Şekil 7.13. Menteşe dolomitlerinin NASC (Haskin ve diğ. 1968; Gromet ve diğ. 1984) normleştirilmiş REE diyagramı.

Negatif Ce anomalileri dolomitizasyon esnasında oksidasyon şartları ya da dolomitizasyondan önce bir oksidasyon ortamında dolomitleşme sıvılarından Ce'nin uzaklaştırıldığını önermektedir (Qing 1998). Menteşe dolomitlerine ait dolomit örneklerindeki negatif Ce anomalileri yükseltgen ortamdaki dolomitleşmeyi önermektedir.

İz elementlerin birbiriyle ilişkili korelasyonunu yaptığımızda en kuvvetli pozitif korelasyon Rb-Al arasında görülmektedir (Tablo 7.7, Şekil 7.14). Nadir toprak elementlerinin birbiriyle ilişkili korelasyonunu yaptığımızda en kuvvetli pozitif korelasyon La-Pr arasında görülmektedir (Tablo 7.8, Şekil 7.15).

Tablo 7.7. Menteşe dolomitlerindeki iz elementlerin korelasyon matrisi

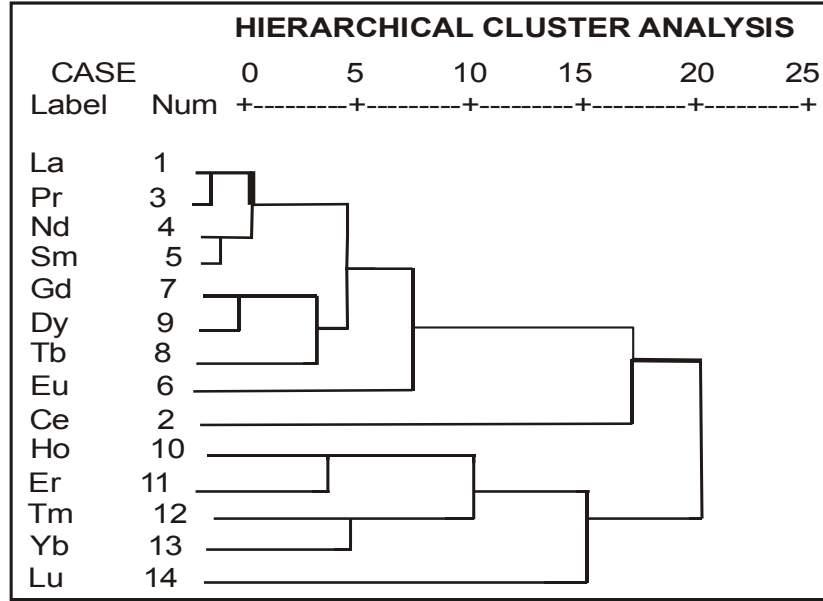
	Ba	Rb	Sr	Fe	Mn	Na	Si	Al	MgCO ₃	CaCO ₃
Ba	1									
Rb	0,518	1								
Sr	0,401	0,329	1							
Fe	0,462	0,641	0,725	1						
Mn	0,194	0,281	0,647	0,654	1					
Na	0,550	0,595	0,472	0,649	0,278	1				
Si	0,556	0,921	0,449	0,790	0,483	0,663	1			
Al	0,534	0,988	0,346	0,679	0,368	0,625	0,959	1		
MgCO ₃	-0,319	-0,282	-0,545	-0,331	-0,317	0,026	-0,326	-0,266	1	-1
CaCO ₃	0,319	0,282	0,545	0,331	0,317	-0,026	0,326	0,266	-1	1



Şekil 7.14. Menteşe dolomitlerindeki iz elementlerin Cluster analiz diyagramı.

Tablo 7.8. Menteşe dolomitlerindeki nadir toprak elementlerin korelasyon matrixi

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
La	1													
Ce	0,960	1												
Pr	0,991	0,975	1											
Nd	0,983	0,956	0,990	1										
Sm	0,981	0,953	0,986	0,990	1									
Eu	0,957	0,913	0,958	0,966	0,975	1								
Gd	0,961	0,902	0,962	0,978	0,978	0,964	1							
Tb	0,965	0,904	0,958	0,973	0,979	0,973	0,981	1						
Dy	0,964	0,914	0,968	0,982	0,977	0,957	0,988	0,972	1					
Ho	0,942	0,877	0,946	0,959	0,955	0,942	0,964	0,959	0,979	1				
Er	0,951	0,884	0,951	0,960	0,957	0,931	0,967	0,963	0,979	0,977	1			
Tm	0,901	0,823	0,901	0,927	0,909	0,886	0,930	0,919	0,955	0,955	0,958	1		
Yb	0,919	0,875	0,928	0,948	0,927	0,893	0,930	0,922	0,961	0,959	0,965	0,975	1	
Lu	0,899	0,846	0,909	0,924	0,900	0,892	0,902	0,893	0,929	0,933	0,936	0,940	0,963	1



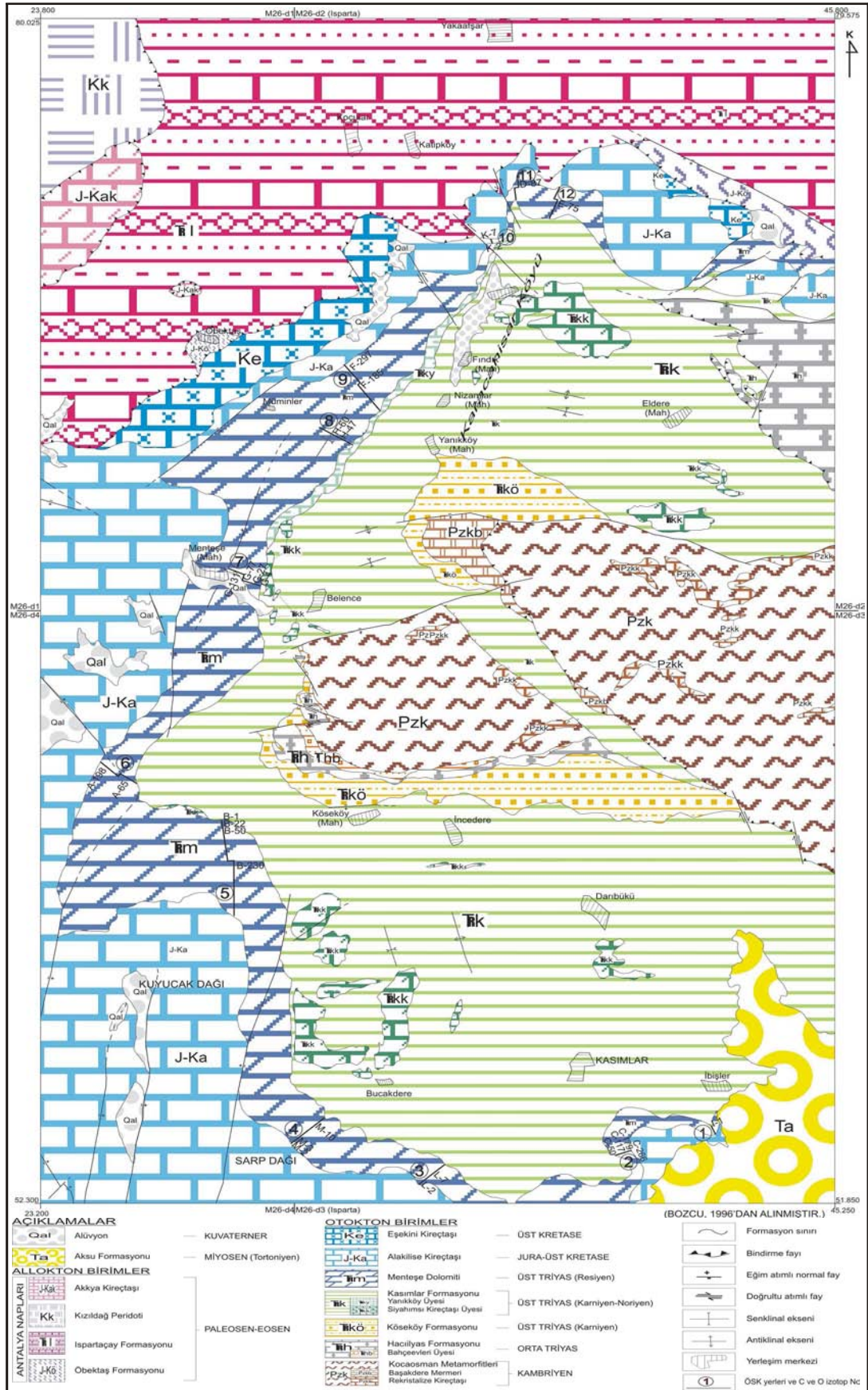
Şekil 7.15. Menteşe dolomitlerindeki nadir toprak elementlerin Cluster analiz diyagramı.

7.3. Duraylı İzotop Jeokimyası

7.3.1. δO^{18} ve δC^{13} İzotopları

İnceleme alanındaki 12 adet ölçülü stratigrafi kesiti (Ösk) noktasından alınan örneklerden (Şekil 7.16) petrografisi, dokusu, ana oksit ve iz element içeriklerine bakılarak seçilen 29 adet numune, δO^{18} ve δC^{13} izotop değerlerinin tespiti için Colorado Üniversitesi duraylı izotop laboratuvarına gönderilmiştir.

Menteşe dolomitlerindeki, dolomitlerin δO^{18} değerleri genel olarak ‰+2.08 ile ‰-5.59 PDB (ort. ‰-0.11 PDB) arasında, δC^{13} değerleri ‰+0.56 ile ‰+3.33 PDB (ort. ‰+1.98 PDB) arasındadır (Tablo 7.9). Kireçtaşlarının, δO^{18} değerleri ‰-2.25 ile ‰-3.37 PDB (ort. ‰-2.81 PDB) arasında, δC^{13} değerleri ‰+1.84 ile ‰+3.29 PDB (ort. ‰+2.56 PDB) arasındadır (Tablo 7.9). Dolomitleşme için paleosıcaklık Fritz ve Smith (1970)'in $T(^{\circ}C)=31.9-5.55(\delta O^{18}_{dol-su})+0.17(\delta O^{18}_{dol-su})^2$ denkleminde yararlanılarak hesaplanmıştır. Menteşe dolomitlerinde dolomitleşme sıcaklığı 21 °C - 68°C arasında değişmektedir (Tablo 7.9). Buna göre Menteşe dolomitleri genel olarak düşük sıcaklıkta oluşmuşlardır.



Şekil 7.16. C ve O izotop örneklerinin yerleri.

Tablo 7.9. Menteşe dolomitlerindeki dolomit ve kireçtaşlarının δO^{18} ve δC^{13} (PDB) değerleri

Numune No	‰ δC^{13} (PDB)	‰ δO^{18} (PDB)	Dolomitleşme Sıcaklığı T °C	Fasiyes
B1	3,33	0,72	28	df1
B22	1,96	0,06	32	df1
C50	2,15	0,55	29	df1
D87	2,25	-5,19	65	df1
E75	2,27	-5,59	68	df1
G4	2,18	-0,45	34	df1
G27	2,33	0,47	29	df1
G77	2,17	0,26	30	df1
H47	1,84	-0,17	33	df1
H60	2,09	1,35	25	df1
I1	0,56	1,39	25	df1
K2	1,64	0,32	30	df1
M10	1,87	2,08	21	df1
A198	2,04	-1,60	41	df2
C266	2,25	1,15	26	df2
F185	1,60	-2,72	48	df2
F297	1,84	-0,87	37	df2
K5	1,76	-2,17	45	df2
L7	0,98	1,92	22	df2
M3	1,70	1,56	24	df2
C117	1,95	0,23	31	df3
G131	2,37	1,08	26	df3
K7	1,60	0,37	30	df3
M2	1,63	0,31	30	df3
B50	2,77	0,58	29	df4
B230	2,54	1,23	25	df4
L2	1,67	0,15	31	df4
C179	1,84	-2,25	45	kf3
A65	3,29	-3,37	53	kf2

Menteşe dolomitlerinde 4 farklı fasiyeste dolomit tanımlanmıştır. Dolomit fasiyeslerine göre δO^{18} ve δC^{13} değerleri şu şekildedir.

1- Dolomit fasiyesi 1 (Df1) [mikro-orta boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit]: Bu tip dolomitin δO^{18} değerleri ‰+2.08 ile ‰-5.59 PDB (ort. ‰-0.32 PDB) arasında ve δC^{13} değerleri ‰+0.56 ile ‰+3.33 PDB (ort. ‰+2.05 PDB) arasındadır (Tablo 7.9).

2- Dolomit fasiyesi 2 (Df2) [orta-iri boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit]: Bu tip dolomitin δO^{18} değerleri ‰+1.92 ile ‰-2.72 PDB (ort. ‰-0,39 PDB)

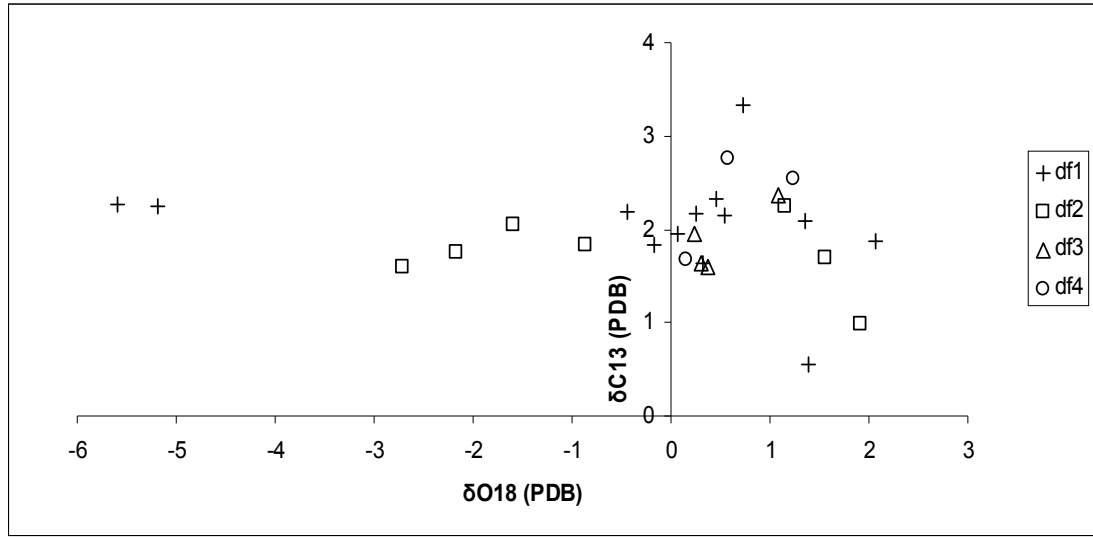
arasında ve δC^{13} değerleri ‰+0.98 ile ‰+2.25 PDB (ort. ‰+1,74 PDB) arasındadır (Tablo 7.9).

3- Dolomit fasiyesi 3 (Df3) [orta-iri boyutlu subhedral (yarıözşekilli) dolomit]: Bu tip dolomitin δO^{18} değerleri ‰+0.23 ile ‰+1.08 PDB (ort. ‰+0,50 PDB) arasında ve δC^{13} değerleri ‰+1.60 ile ‰+2.37 PDB (ort. ‰+1,89 PDB) arasındadır (Tablo 7.9).

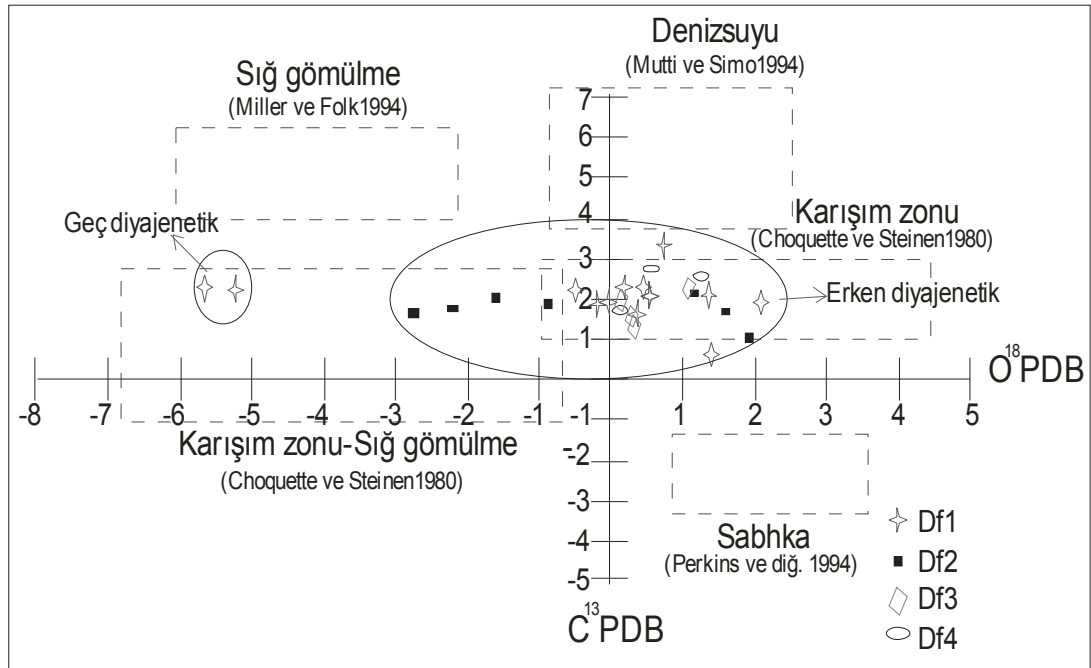
4- Dolomit fasiyesi (Df4) [iri-çok iri boyutlu öhedral (özşekilli) dolomit]: Bu tip dolomitin δO^{18} değerleri ‰+0.15 ile ‰+1.23 PDB (ort. ‰+0,65 PDB) arasında ve δC^{13} değerleri ‰+1.67 ile ‰+2.77 PDB (ort. ‰+2,32 PDB) arasındadır (Tablo 7.9).

Resiyen yaşlı Menteşe dolomitlerinin δO^{18} ve δC^{13} izotop değerleri, daha önceki araştırmacılarla karşılaştırıldığında, örneklerin Choquette ve Steinen (1980) tarafından tanımlanmış olan Karışım zonu-sığ gömülme alanına düşmüş olduğu belirlenmiştir (Şekil 7.17-18). Menteşe dolomitlerindeki dolomitlerin izotop karakterine bakıldığında çoğunlukla ağır δO^{18} ve δC^{13} izotop değerlerine sahip oldukları görülmektedir. Yalnızca iki örnek çok negatif δO^{18} izotop değerine sahiptir. Bundan dolayı dolomitlerin egemen olarak erken diyajenetik kökenli olduğu düşünülmektedir. Bir kısım dolomitinde geç diyajenetik kökenli olabileceği düşünülmektedir (Şekil 7.18). Düşük Sr konsantrasyonuna ve negatif O^{18} değerleri sahip dolomitler muhtemelen düşük tuzluluğa sahip meteorik sulardan oluşmuşlardır. Pozitif izotop değerleri denizel kökenli sıvılarından türediğini desteklemektedir (Ayyıldız ve diğ., 2004). Tipik olarak ‰ 0 ile ‰ +4 (PDB) arasındaki δC^{13} izotop değerleri karbonatlarda denizel kökeni göstermektedir (Tucker ve Wright 1990). Dolomitlerdeki negatif δO^{18} değerleri artan sıcaklıkla ilişkilidir. Ayyıldız ve diğ.'leri (2004) çalışma 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.

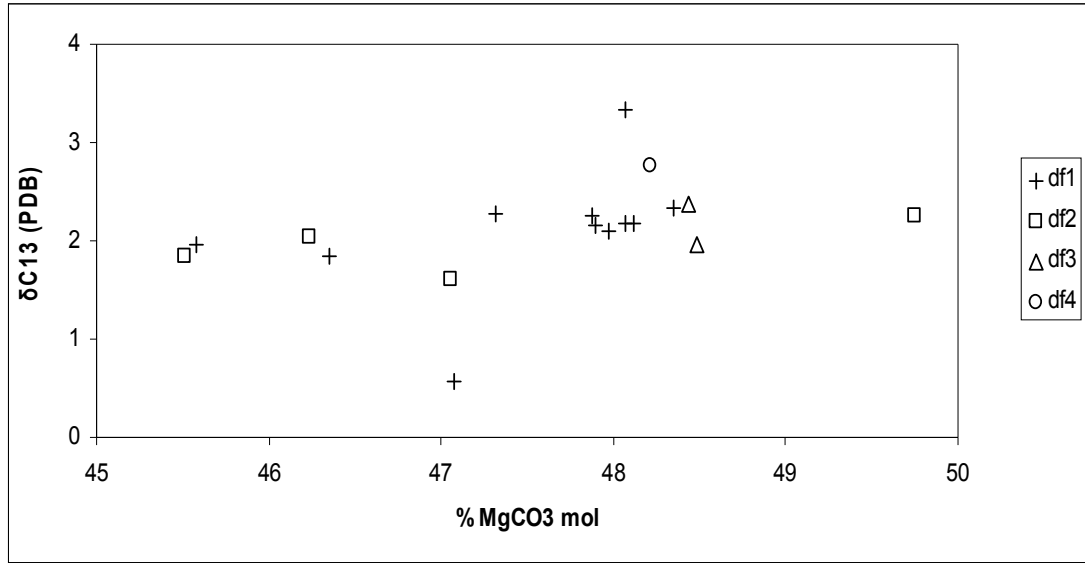
Menteşe dolomitleri içerisindeki $\%MgCO_3$ ile δO^{18} ve δC^{13} ilişkisi bir diyagramda gösterildiğinde, diyagramda pozitif bir korelasyon görülmektedir (Şekil 7.19-20). Df1 tipi dolomit için $MgCO_3$ mol oranı % 48'de yoğunlaşmıştır. Bu tip dolomitlerin yaklaşık stoikometrik olduğunu göstermektedir.



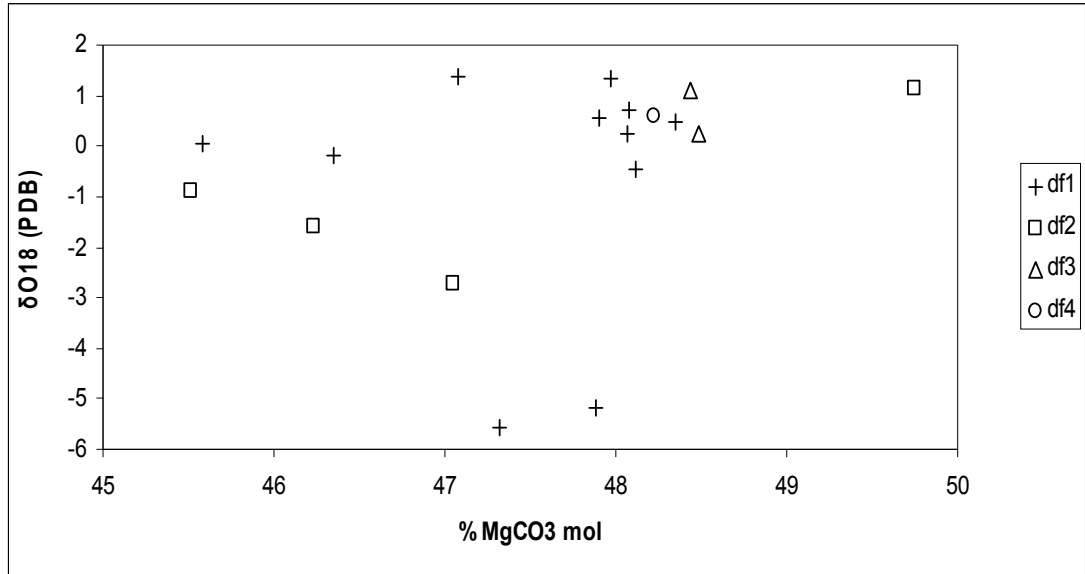
Şekil 7.17. Menteşe dolomitlerindeki dolomitlerin, δO^{18} ve δC^{13} (PDB) izotop değerlerinin fasiyeslere göre karşılaştırılması.



Şekil 7.18. Menteşe dolomitlerinin, başka yerdeki dolomitlerin δO^{18} ve δC^{13} (PDB) izotop değerleriyle karşılaştırılması.



Şekil 7.19. Mentese dolomitlerindeki dolomitlerin, %MgCO₃ ile δC¹³ (PDB) izotop değerlerinin fasiyeslere göre karşılaştırılması.



Şekil 7.20. Mentese dolomitlerindeki dolomitlerin, %MgCO₃ ile O¹⁸ (PDB) izotop değerlerinin fasiyeslere göre karşılaştırılması.

7.3.2. Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ İzotopu

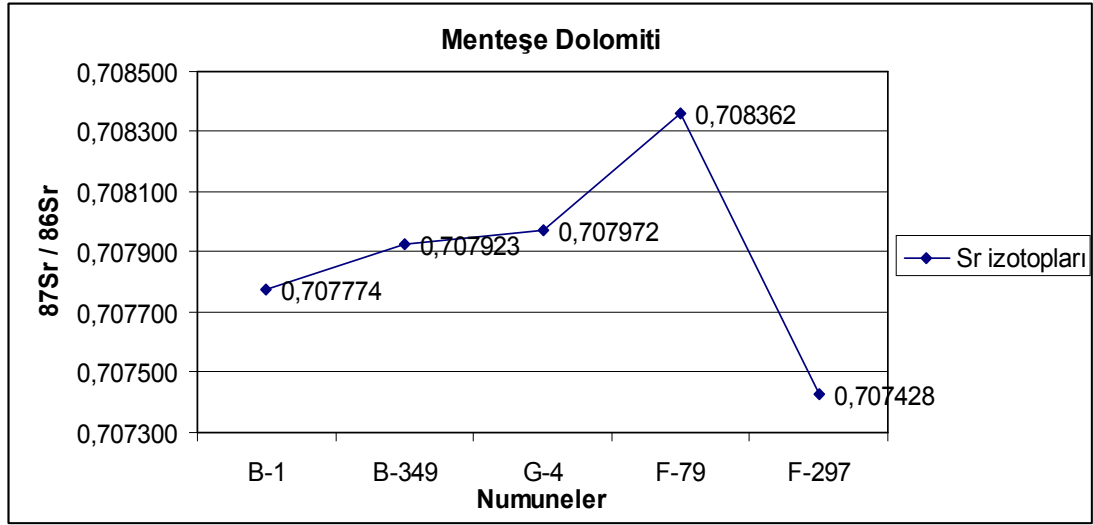
İnceleme alanından 12 Ösk noktasından alınan örneklerden petrografisi, dokusu, ana oksit ve iz element içeriklerine bakılarak seçilen 5 adet numune, Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ izotop değerlerinin tespiti için Kanada'daki British Columbia Üniversitesi-

Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research (PCIGR) laboratuvarına gönderilmiştir.

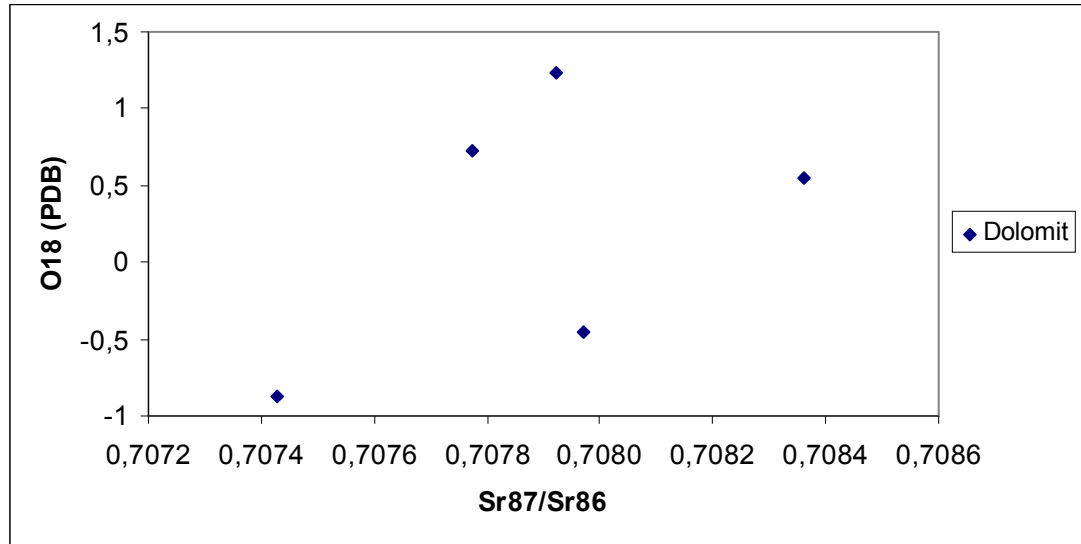
Menteşe dolomitlerindeki, dolomitlerin $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop değerleri 0.707428-0.708362 (ort. 0.707892) arasındadır (Tablo 7.10, Şekil 7.21). Bu değerler Geç Kretase'deki deniz suyunun $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop değerleriyle (0.70728-0.70783; McArthur ve diğ., 1993; McArthur ve diğ., 1994; Kırmacı ve Akdağ, 2005; Kırmacı, 2008) karşılaştırıldığında, genel olarak bu değerlerden daha yüksek olduğu görülmektedir. Burke ve diğ. (1982), Triyas yaşlı deniz suyunun $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop oranının 0.7076-0.7078 arasında değiştiğini belirtmiştir (Tritlla ve diğ., 2001). Resiyen yaşlı Mentese dolomitlerinin $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop içeriği bu değere yaklaşık benzerlik göstermektedir. $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop değerleri ile O^{18} (PDB) izotop değerleri karşılaştırılmıştır (Şekil 7.22). Tritlla ve diğ. (2001) Espaden Ranges bölgesinde yaptıkları çalışmada Triyas yaşlı dolotaşlarının $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop içeriğinin 0.7083-0.7089 arasında değiştiğini ve bu oranın Burke ve diğ. (1982)'nin önerdiğinden yüksek olduğunu belirtmişlerdir. Dolotaşlarındaki δO^{18} içeriğinin düşük ve $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop içeriğinin yüksek olmasının sebebinin, Rb'ca zengin hidrotermal kökenli sıvılardan kaynaklandığını belirtmişlerdir. Mentese dolomitlerinin δO^{18} değerlerinin oldukça yüksek negatif değerler göstermemesi ve düşük sıcaklıklarda gelişim göstermesi bu dolomitler için hidrotermal kökenli bir etkiyi öngörmemektedir.

Tablo 7.10. Mentese dolomitlerindeki dolomitlerin $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop değerleri

Numune No	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$
B-1	0,707774±0,000009
B-349	0,707923±0,000009
G-4	0,707972±0,000008
F-79	0,708362±0,000009
F-297	0,707428±0,000007



Şekil 7.21. Menteşe dolomitleri içerisindeki dolomitlerin, $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop değerlerini gösteren grafik.

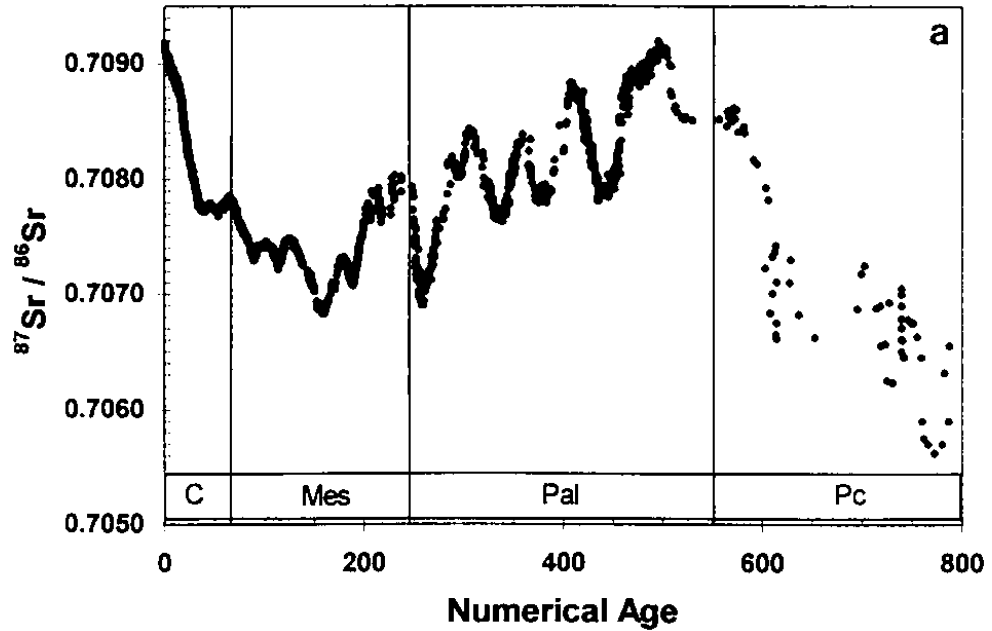


Şekil 7.22. Menteşe dolomitleri içerisindeki dolomitlerin, O^{18} (PDB) izotop değerleri ile $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop değerleri arasındaki ilişkiyi gösteren grafik.

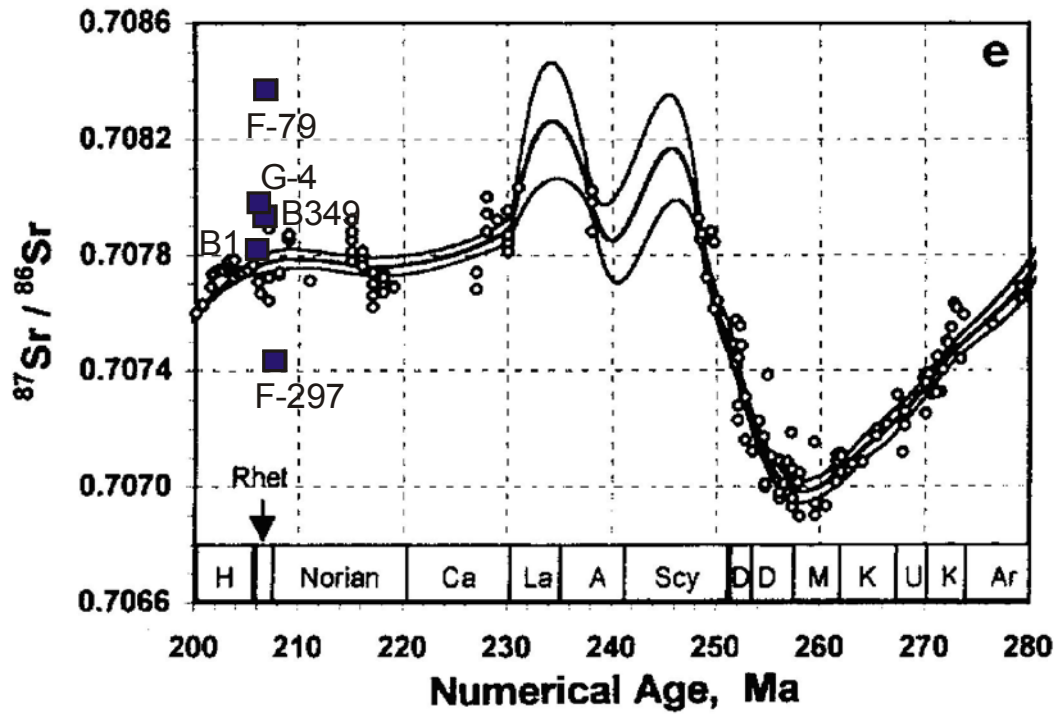
McArthur ve diğ. (2001)'nin hazırladığı jeolojik zaman periyotları, milyon yıl olarak Tablo 7.11'de gösterilmiştir. McArthur ve diğ. (2001), $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotopları üzerindeki yaptıkları çalışmalarda jeolojik zaman periyotları süresinceki Sr izotop değişimlerini incelemişlerdir (Şekil 7.23). Menteşe dolomitlerinin izotop değerleri, Üst Triyas'taki (Resiyen) $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotop değerleriyle karşılaştırıldığında dolomitlerin Sr izotop değerlerine benzerlik göstermektedir (Şekil 7.24). Diyagramdaki zaman aralığına göre dolomitlerin yaşı yaklaşık 206-208 M.Y.'dir.

Tablo 7.11. LOWESS için benimsenmiş ana sayısal yaşlar (Jeolojik zaman aralıkları Milyon Yıl (M.Y.); McArthur ve diğ., 2001)

Zaman	Geç	Orta	Erken
Pleistosen	.2	.78	1.78
Plioyosen	3.58	---	5.32
Miyosen	11.2	16.4	23.8
Oligosen	28.5	---	33.7
Eosen	37.0	49.0	54.8
Paleosen	60.9	---	65
Kretase	98.5	---	142
Jura	159.4	180.1	205.7
Triyas	230	243	251
Permiyen	270	---	298
Karbonifer	325	---	354
Devoniyen	369	384	410
Silüriyen	420	---	434
Ordovisiyen	459	---	490
Kambriyen, Geç	498	509	----



Şekil 7.23. 800 M.Y. öncesinden günümüze kadar, denizsuyundaki Sr^{87}/Sr^{86} izotop değişimlerini gösteren diyagram (McArthur ve diğ. 2001)



Şekil 7.24. McArthur ve diğ.(2001)'nin $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ izotopları değerleri ile Menteşe dolomitlerinin İzotop değerlerini karşılaştırmalı gösteren diyagram

8. TARTIŞMA

Dolomitlerin oluşumu oldukça karmaşık ve problemli bir konuyu teşkil etmektedir. Dolomitlerin oluşumunu belirleyebilmek için petrografisi (doku, kristal şekli, kristal boyutu v.b.), jeokimyası (ana oksit ve iz element içeriği, δC^{13} , δO^{18} ve Sr izotop içeriği v.b.), oluşum ortamı, alt-üst sınır ilişkileri v.b. birlikte irdelenmelidir. Menteşe dolomitlerinin oluşumu bu bilgiler ışığında, dolomitlerle ilgili daha önceki çalışmalar da göz önüne alınarak açıklanmaya çalışılacaktır.

Menteşe dolomitleri içerisindeki dolomitlerin düşük Sr içeriği (34-254 ppm; ortalama=87 ppm) gömülme esnasındaki rekristalleşmenin göstergesi şeklinde yorumlanabilir. Düşük Sr içeriği, rekristalleşme esnasında dolomitin saflaşmasına katkı sağlamaktadır (Land 1985; Baker and Burns 1985; Mazzullo 1992; Malone ve diğ. 1996; Kırmacı ve Akdağ 2005). Ayrıca değerlerin çoğu Vahrenkamp ve Swart (1990)'ın deniz suyu hattı (50 – 290 ppm) etrafında olduğundan deniz suyuna benzer diyajenetik sınırları belirtmektedir (Zhao ve diğ. 2005). Sr içeriğinin düşük olması, kireçtaşlarının sıkı gömülme esnasında dolomitleşmesine katkı sağladığını göstermektedir. Deniz suyunda çökelen kalsit içindeki Fe ve Mn'in denge konsantrasyonu sırasıyla 2-39 ppm ve 1 ppm'dir (Veizer 1983; Kırmacı ve Akdağ 2005). Deniz suyu dolomiti de benzer bir Fe (3-50 ppm) ve Mn (1 ppm) konsantrasyona sahiptir (Veizer 1983). Menteşe dolomitlerinin Fe ve Mn konsantrasyonları sırasıyla 0-4057 ppm (ortalama=1026 ppm) ve 0-155 ppm (ortalama=17 ppm) arasındadır. Menteşe dolomitleri içerisindeki dolomitlerdeki bu elementlerin yüksek içeriği, muhtemelen bu elementlerin ya indirgen şartlar altında Fe veya Mn'ca zengin sıvılardan depolandığını ya da gömülme diyajenezi esnasında dolomit kafesi içersine tercihli olarak girdiğini gösterir (Kırmacı ve Akdağ 2005).

Menteşe dolomitleri içindeki dolomitlerin Na içerikleri 0-519 ppm arasında (ortalama=171 ppm) değişmektedir. Bu ortalama değerler, normal denizel ortamlarda (genellikle 110-160 ppm Na içeriğine sahiptir; Veizer 1983; Qing ve Mountjoy 1988; Kırmacı ve Akdağ 2005) oluşan dolomitlerinkine nispeten yakın değerler 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). Menteşe dolomitlerindeki Sr oranlarının 34-254 ppm olması da eski denizel ile denizel–meteorik su karışım dolomitlerinin içeriğini ifade etmektedir (Tablo 7.3). Düşük Sr konsantrasyonları (<300 ppm) deniz suyundan bir orijini onaylamaktadır (Budd 1997; Suzuki ve diğ. 2006). Veizer ve diğ. (1977) Kuvaterner öncesi kireçtaşlarının Sr içeriğinin yaklaşık ortalamasının 320 ppm civarında olduğunu belirtmiştir (Rao 1989). Menteşe dolomit örneklerindeki Sr oranları, Veizer ve diğ.’nin (1977) belirttiği oranın çok aşağısındadır. Dolayısıyla bu kaybın meteorik diyajenez sonucu olduğunu, yani denizel–meteorik karışım zonu dolomitleri olduğunu düşündürmektedir.

Sibley (1980) bulutlu merkezi çevreleyen temiz berrak kenarların büyümesinin, karışım zonundaki doygunluk esnasında gözenek sıvıların gelişimi sonucu meydana geldiğini belirtmiştir, düzenli bileşimsel zonlanmanın, zonlanan dolomitlerin çökelişi esnasında sıvı kimyasal bileşiminin değişmesiyle olduğunu ileri sürmüştür. Varol ve Magaritz (1992) dolomikrit çekirdeği çevresindeki berrak dolomit kenarlarının ve spari kalsit çimentonun çökelişiminin erken dolomitin ilk çözülmesini takip ettiğini ileri sürmüştür. Deneysel çalışmalar özellikle düşük sıcaklıklarda dolomit çözülmesinin kalsit çözülmesinden daha yavaş olduğunu göstermiştir (Busenberg ve Plummer 1982). Gregg ve Sibley (1984) non-planar kristal dokusunun yükselen sıcaklıkları (>50°C) gösterdiğini belirtmiştir. Dolotaş ve dolomitlerin düşük Sr içeriği hipersalinden ziyade hiposalin dolomitleşme sıvılarını gösteren tatlı su kalsitiyle ilişkilidir (Matsumoto ve diğ. 1988). Bu veriler dolomitleşmemiş mikrit ve bioklastlardan bazılarının meteorik sıvılarla çözüldüğünü ve gözenek dolgusu şeklinde dolomitin çökeldiğini göstermektedir (Ayyıldız ve diğ. 2004). Mimetik yerdeğiştirme yavaş dolomitleşme işlevlerinin egemen olduğunu gösteren ana dokudur (Ayyıldız ve diğ. 2004). Ayyıldız ve diğ. (2004) Saddle kristallerin bazı boşluk ve kırıklarda çökeldiğini, bu kristallerin çözülme ve az duraylı, hızlı çökelen kalsit safhası tarafından yerdeğiştiren dolomitin geç didolomitleşmesini işaret ettiğini belirtmiştir. Bazı dolomit merkez ve kenarları kısmen oyuk dokusu olarak çözülmüştür. Bunların Ca’ca zengin dolomitlerin çözülmesiyle meydana geldiği ileri

sürülmüştür (Ayyıldız ve diğ. 2004). Ayrıca kırık dolgusu dolomiti kalsite dönüşebilir, fakat orijinal kristal kenarları korunmuştur. Bunun dolomit çimento oluşumu sonrasında, meteorik su akışının etkisiyle meydana gelebileceği şeklinde yorum yapılmıştır (Ayyıldız ve diğ. 2004). Kalsit çimento çökeliminin en son diyajenetik olayı meteorik sıvılardan meydana gelmesidir. Bu aşırı doygunluk ve jel olarak çökmenin kanıtıdır. Muhtemelen Senomaniyen esnasında süren nispi deniz seviyesi düşmesi esnasında tatlı su girişi meydana gelir. Buna bağlı olarak su kimyasının değişiminin sonucu olarak aşırı doygunluk meydana gelir (Ayyıldız ve diğ. 2004).

Banner ve diğ. (1988) karbonatlardaki REE içeriğinin karbonat olmayan minerallerden (örneğin ince taneli silisiklastik materyal) özellikle bu safha %5'i aştığı zaman etkilenebileceğini kanıtlamıştır. Menteşe dolomitlerinin karbonat olmayan mineral içeriği %5'den azdır (Tablo 7.1-4). Menteşe dolomitlerinin SEM çalışmalarında terrijen ya da ötijenik kil minerallerine rastlanmamıştır. Bu yüzden karbonat olmayanlardan bir katkı varsa bile bu minimum miktardadır. Bu sonuç jeokimyasal analizler tarafından da desteklenmektedir (Tablo 7.1-4).

Karbonat kayaların oksijen izotop (δO^{18}) ve iz element (özellikle Na ve Sr) içerikleri karbonatları oluşturan orijinal sıvıların tuzluluğunu belirlemede önemlidir (Wanas 2002). Bu hipersalin ve denizel karbonatların her ikisinin de tatlı su orijinlerine göre nispeten Na ve Sr'ca zenginleşmiş olmalarına (Kinsman 1969; Land ve Hoops 1973; Land 1980; Morrow 1988) ve ağır oksijen izotoplarına (Keith ve Weber 1964; Tan ve Hudson 1971; Andrews ve diğ. 1993) sahip olduklarına dayandırılan bir görüştür (Wanas 2002). Karbonat kayaların Na ve Sr içeriklerinde meteorik sular ile diyajenezleri esnasında tüketilmeleri de söz konusudur (Land ve diğ. 1975; Walls ve diğ. 1979; Allan ve Mattheus 1982; Holail ve diğ. 1988; El-Hinnawi ve Loukina 1993; Wanas 2002).

Denizel ortamlarda oluşan karbonatlar, tatlı su ortamlarında oluşan karbonatlara göre δC^{13} ve δO^{18} bakımından daha zengindirler (Land ve diğ. 1975). Karbonat minerallerinin diyajenezinde yağmur suyu çok etkilidir (Land ve diğ. 1975). Tatlı su, denizel koşullarda oluşmuş karbonatlara nüfuz ederse, onlarda bulunan δC^{13} ve δO^{18} miktarını azaltır. Bu nedenle eğer dolomitler yağmur suyu

etkisiyle oluşmuşlarsa “hafif” izotopik değerler; eğer aşırı tuzlu suların etkisi altında oluşurlarsa “ağır” izotop değerleri verirler (Land 1980).

Çökelen minerallerdeki duraylı δC^{13} ve δO^{18} 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 δO^{18} 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 δO^{18} 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).

Wanas (2002) dolomitlerdeki δC^{13} değerlerinin çoğunlukla sülfat indirgeyen bakteriler tarafından organik maddenin bozunması ve biyojenik birincil karbonatın erimesi, gözenek suyu karbonat iyonlarından sağlanan CO_2 ’nin nispi miktarına (Irwin ve diğ. 1977; Shaw 1989; Compston ve diğ. 1994) bağlı olduğunu ifade etmiştir. Organojenik dolomitler δC^{13} ’ün negatif değerlerinin geniş bir alanını gösterebilir, oysaki biyojenik ve non-biyojenik dolomitler δC^{13} ‘ün nispeten yüksek pozitif değerlerini verebilir (Rosen ve diğ. 1988; Shaw 1989; Compston ve diğ. 1994; Wanas 2002). Wanas (2002) incelediği dolomitlerdeki δC^{13} pozitif değerlerinin organikçe zengin zonda (mikrobiyal zon) oluşmayan karbonatlardan türemeyi gösterebileceğini, fakat muhtemelen gözenek suyu ve/veya biyojenik birincil karbonatlardan alınmış olabileceğini belirtmiştir. Böylece non-biyojenik karbonatça zengin su, dolomitin oluşumu için ana katkı sağlayıcıdır (Wanas 2002).

Varol ve Matsumoto (2005), oksijen izotopik bileşimlerin sıcaklık ve dolomitleşme sıvılarının δO^{18} ’i tarafından kontrol edildiğini belirtmişlerdir. İzotopik olarak hafif oksijen dolomitlerin daha yüksek sıcaklıklar ve/veya hafif oksijen sıvılarından çökelimi 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).

Orta Devoniyen’deki erken diyajenetik kökenli dolomit istiflerinin, herhangi bir evaporit minerali ya da onların erime breşleri ile ilişkisi bulunmamaktadır. Buda

dolomitleşme esnasındaki deniz suyunun tuzluluğunun jips çökeliminin altında kaldığını göstermektedir (Varol ve Matsumoto 2005). Toros Dağlarındaki non-evaporitik dolomitizasyon modeli ilk olarak Mesozoyik dolomitlerine uygulanmıştır ve platform üzerinde deniz seviyesi değişimlerinin gözlenmesiyle desteklenmiştir (Varol ve Magaritz 1992; Varol ve Matsumoto 2005). Dolomitizasyonun aynı modeli dünyanın farklı bölgelerinde birçok yazar tarafından rapor edilmiştir (Land 1985; Mitchell ve diğ. 1987; Ruppel ve Cander 1988; Purser ve diğ. 1994; Qing ve diğ. 2001). Bu araştırmacılar sürekli dolomitleşme için Mg'un bir tükenmez kaynağı olarak hafifçe değişmiş deniz suyu ya da deniz suyu olduğu sonucuna varmışlardır ve karbonat platformu üzerinde üretilen non-evaporitik dolomit için başlıca kaynak olabileceğini belirtmişlerdir (Varol ve Matsumoto 2005). Sun (1994), aynı zamanda metre ölçeğinde dolomitleşmiş peritidal devirsel karbonatların, yeryüzü tarihinin sera periyodlarında evaporitlerin bulunmayışıyla karakterize olduğunu ileri sürmüştür (Varol ve Matsumoto 2005). Sun (1994), dolomitleşmenin yavaş bir şekilde artan tuzluluktaki denizel suların geriye akışı ve tekrarlanan taşkınlardan yanal olarak geniş platform üstü ortamlarda meydana gelebileceğini vurgulamıştır. Haas ve Demeny (2002), erken dolomitleşmenin iklim ve yüksek sıklıktaki deniz seviyesindeki düzensiz değişimler tarafından kontrol edildiğinden söz etmişlerdir.

Tektonik ve fay kontrollü dolomitleşme birçok yazar tarafından geniş bir şekilde tartışılmıştır (Mountjoy ve Halim-Dihardja 1990; Duggan ve diğ. 2001). Bu yazarlar yer altı sularının fay kontrollü lokal dolomitleşmeye maruz kalan kireçtaşları alanları içindeki kırıklar boyunca açığa çıktığını ileri sürmüşlerdir (Varol ve Matsumoto 2005). Varol ve Matsumoto (2005) çalışma bölgelerindeki Orta Devoniyen yaşlı geç/gömülme dolomiti için bu modelin uygulanabileceğini düşünmüşlerdir. Geç diyajenetik kökenli dolomitler için hesaplanan sıcaklıkların hidrotermal sıvılarla karşılaştırıldığında çok yüksek olmadığını belirtmişlerdir. Bundan dolayı geç dolomitleşme için hidrotermal dolomitleşmenin muhtemel olmadığını söylemişlerdir. Napların yerdeğiştirmesi esnasındaki tektonik hareketler, erken diyajenetik dolomit veya Devoniyen kireçtaşlarındaki gözenek sularını oldukça ısıtması nedeniyle geç veya gömülme dolomitleşmesine yol açmıştır (Varol ve Matsumoto 2005). Yeraltı sularının kireçtaşlarını çözmesi, aynı zamanda büyük tektonik hareketlerin aşırı baskısı altında gelişir. Geç dolomitlerdeki kırık ve

boşlukların çok oluşu bunun kanıtıdır (Varol ve Matsumoto 2005). İlave Mg kaynağının yeraltı/geç dolomitleşmeyle desteklendiği Muir (1993 a,b) tarafından bildirilmiştir (Varol ve Matsumoto 2005).

Gregg ve diğ. (1992) Belize'deki Holosen yaşlı dolomitlerde, dolomit rekristalleşmesinin denizel kökenli sıvılardan diyajenetik zamanın çok öncesinde başlamasının petrografik ve jeokimyasal kanıtı olduğunu belirtmiştir. Montenaz ve Read (1992) dolomit rekristalleşmesinin sabka yüzeyinin hemen altında veya modifiye deniz suyunun erken dolomitleşmeyi sürdürmesi esnasında meydana gelebileceğini önermişlerdir. Meteorik sıvılar yüzeye yakın dolomitleri değiştirme yeteneğine sahiptir (Dorobek ve diğ. 1993; Kupecz ve Land 1994; Montenaz ve Read 1992). Al-Aasm (2000) Pekiston formasyonundaki mikrokristalin dolomit ve mezodolomitlerin oldukça yüksek Sr^{87}/Sr^{86} oranlarına ve az tüketilmiş δO^{18} değerlerine sahip olduğunu belirtmiştir. Bu dolomitlerin rekristalleşmesinin yüksek su/kaya oranında meydana geldiğini belirtmiştir. Dolomitlerin alterasyonu açık bir meteorik su sisteminde meydana gelmektedir (Al-Aasm 2000). Spari kalsit çimento, sentaksiyal büyüme ve mikrospar kenar çimento meteorik sularda meydana gelir (Durocher ve Al-Aasm 1997).

Missisipiyan yaşlı karışım zonu dolomitler için $20^{\circ}C$ çökelme sıcaklığına (Irwin 1980) göre hesaplanmış δO^{18} izotop bileşimi yaklaşık ‰ -1.7 PDB'dir. Ölçülen δO^{18} değerleri ‰ -2.17 ile -9.02 PDB arasındadır. Sr izotop değerleri Missisipiyan deniz suyuyla (0.7078-0.7080) karşılaştırıldığında oldukça radyojeniktir (0.7091-0.7103; Al-Aasm 2000). Rekristalleşmeye yol açan sıvıların kimyasal bileşimi günümüz Missisipiyan formasyon suları ile benzerdir. Al-Aasm (2000) Sikanni bölgesindeki gömülme esnasında çökelen mezodolomitlerin δO^{18} izotop değerlerinin (‰ -3.8 ile -10.03 PDB) azaldığını belirtmiştir. δO^{18} izotop değerlerinin en az tüketilmesi mezodolomitlerin ince taneli parçalarına, fazla tüketilmeleri iri taneli parçalarına uymaktadır (Al-Aasm 2000). En az tüketilen değerler başlangıçtaki izotop değerlerini ve çok tüketilen değerler sonraki rekristalleşme sıvılarını veya derin gömülme sıvılarını gösterir (Al-Aasm 2000). δC^{13} izotop değerleri Missisipiyan denizel karbonat değerlerine benzerdir. Bu da dolomitlerin, kireçtaşlarının orijinal δC^{13} izotop değerlerini koruduğunu göstermektedir (Al-Aasm 2000).

Alt-Jura-Alt Kretase yaşı dolomitlerin δO^{18} izotop değerleri ‰ -1.97 -+1.72 PDB arasında değişmektedir (Ayyıldız ve diğ. 2004). Evaporitik ve normal denizel ortamlarda oluşan dolomitler pozitif δO^{18} değerleri gösterir. Halbuki negatif değerler, negatif δO^{18} izlerini barındıran rekristalleşmiş zonlu ve berrak dolomitlerde görülmektedir. Bundan dolayı düşük Sr içerikli ve negatif δO^{18} değerli dolomitler muhtemelen düşük tuzluluklu meteorik suların varlığında oluşmuştur. Fakat pozitif değerler (mikritik ve benekli dolomit) bir denizel kökenli sıvıdan türediğini desteklemektedir (Ayyıldız ve diğ. 2004).

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 oluşanlara göre düşük olduğunu, ancak Sr içeriğinin benzer olduğunu söylemişlerdir. Erken diyajenetik safhada oluşan homojen dolomitlerin δO^{18} ve δC^{13} izotop içerikleri sırasıyla ‰-2.48 ile -3.87 ve ‰ +0.93 ile +1.12 arasındadır. Geç diyajenetik aşamada oluşan dolomitlerin δO^{18} 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 δO^{18} izotop değerleri dolomitleşme esnasındaki artan sıcaklığı göstermektedir (Gregg ve Sibley 1984). δO^{18} 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 çökelme v.b.) oluşurken, idiyotopik kristaller 50-60°C'nin altındaki sıcaklıklarda (sığ

gömülme esnasındaki erken safha oluşumu v.b.) çökelmektedir (Rameil 2008). Ayrıca bulutlu merkezli temiz kenarlı bir doku düşük sıcaklıklarda ve çok safhalı diyajenetik olaylarla oluşan çoğu spari dolomitler için tipik olarak göz önüne alınmaktadır (Warren 2000). Temiz kenarlı dolomitler geç diyajenez esnasındaki büyüme devam ederken oluşurken, bulutlu merkezler çoğunlukla eşzamanlı veya erken depolanma dolomit çökelişi sunar (Machel 2004). Sığ-gömülme dolomitlerinde δO^{18} izotop değeri ‰-2.5'den daha az negatiftir. Bu düşük sıcaklıklar için tipik bir değer olarak sınıflandırılmıştır (Allan ve Wiggins 1993). Fakat çok negatif değerler geç diyajenetik safha için tipiktir (Yoo ve Lee 1998; Reinhold 1998).

Resiyen (Üst Triyas) yaşlı Menteşe dolomitleri evaporit mineralleriyle ilişkisi bulunmayan bir karbonat platformunda meydana gelmiştir. Dolomit ve kireçtaşı fasiyeslerinin farklı tipleri erken diyajenez esnasında deniz seviyesindeki değişimlerle ilişkili olarak meydana gelmiştir. Menteşe dolomitleri genel olarak düşük sıcaklıktaki sularda meydana gelmiştir.

Menteşe dolomitlerinin izotop karakterine bakıldığında, dolomitlerin δO^{18} değerleri genel olarak ‰+2.08 ile ‰-5.59 (PDB) arasında, δC^{13} değerleri ‰+0.56 ile ‰+3.33 (PDB) arasında değişmekte olup, Choquette ve Steinen (1980) tarafından tanımlanmış olan Karışım zonu-sığ gömülme alanına düşmekte (Şekil 7.9-10), dolayısıyla erken diyajenezde karışım suyu (deniz-tatlı su) alanında periferik ortamda dolomitleşen kireçtaşlarından oluştuğunu göstermektedir. Dolomit örneklerinin çoğunda δO^{18} izotop değerleri pozitif alana düşmekte, Yalnızca iki örneğin δO^{18} izotop değeri çok negatif (‰ -5.19 ve -5.59) olup, bu negatif δO^{18} izotop değerleri geç diyajenetik kökeni işaret etmektedir. Dolomitlerin Sr^{87}/Sr^{86} izotopları değerleri, McArthur ve diğ.'nin (2001) yaptıkları Sr izotop çalışmalarıyla benzerlik göstermekte olup, Resiyen zaman aralığındaki (206-208 M.Y) gelişimi ifade etmektedir.

İnceleme alanımızdaki dolomitlerin petrografik özellikleri, ana ve iz element içerikleri ile izotop içeriği gözönüne alındığında erken ve geç diyajenetik safhada; karışım zonunda düşük sıcaklıklarda (21°C-48°C) (Şekil 8.1a, b, c). geç diyajenetik aşamada nispeten yükselen sıcaklıklarda (65°C-68°C) sığ gömülme esnasında meydana geldiğini ifade etmektedir. Tucker ve Wrgiht (1990) gömülme aşamasında

meydana gelen dolomitleşmenin, havza içinde bulunan çamur kayaların (kiltaşlarının / şeyllerin) sıkışması sonucu açığa çıkan Mg'ca zengin formasyon sularının platform karbonatlar içine süzülmesiyle meydana gelebileceğini belirtmişlerdir. Geç diyajenetik aşamada gelişen Menteşe dolomitlerinin bu dolomitlerin altında yer alan Kasımlar formasyonuna ait şeyllerden açığa çıkan Mg'ca zengin çözeltiler tarafından etkilenerek geliştiğini düşündürmektedir (Şekil 8.1d).

9. EKONOMİK JEOLJİ

Dolomit fiziksel ve kimyasal yapısına bağı 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.

Kullanım alanlarından en önemlileri refrakter malzeme imali ve kalsine edildikten sonra çelik üretiminde istenmeyen safsızlıkların cürufa geçmesini sağlamak amacıyla flux olarak kullanımındır. 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.

Dolomit Türkiye'de Kambrien'den Tersiyer'e kadar oldukça uzun bir yaş aralığında bulunmaktadır. Coğrafik olarak da oldukça yaygındır. Hemen hemen her yörede az veya çok miktarda dolomit zuhurlarına rastlamak mümkündür. Dolomit, kireçtaşlarında kalsiyumun yerini kısmen magnezyumun alması ile oluşmaktadır. Bu yüzden bu iki kayaç grubu daima beraber bulundukları gibi birinden diğerine de kolaylıkla geçiş göstermektedirler. İyi bir dolomitte MgO miktarı % 20 civarında olmaktadır. Türkiye'de bulunan dolomitler sanayide kullanılabilir nitelikte olup

genellikle demir içerikleri de düşüktür. Ülkemizde dolomit coğrafik olarak oldukça geniş bir yayılım göstermektedir. Buna rağmen dolomit etüdları devam ettirildiği sürece ortaya daha çok sayıda dolomit yataklarının çıkacağı açıktır. En azından mevcut yataklar ülke ihtiyacını uzun yıllar rahatlıkla karşılayabilecek durumdadır. Günümüzde üretim yapılan ve yapılmayan değişik büyüklüklerde bir çok dolomit yatağı mevcuttur (Tablo 9.1.).

Tablo 9.1. Türkiye Dolomit yatakları ve rezervleri.

BÖLGE	MgO (%)	Rezerv (x10 ³ ton
Kırklareli-Dereli	18-21	10920 (Görünür+muhtemel)
Malatya-Hekimhan-Zorbehan	20-21	122 (Görünür)
Zonguldak-Alaplı-Ormanlı	16-20	393 (Muhtemel)
Zonguldak-Eflani		95 (Görünür+Muhtemel)
Zonguldak-Devrek		20 (Görünür+Muhtemel)
Marmara Adası	20-21	40 (Görünür+Muhtemel)
Hatay-Harbiye	19	880 (Görünür+Muhtemel)
Gaziantep-Fevzipaşa	18	
İçel-Gülnar-Aydıncık	19-20	
Konya-Yunak-Kocayazı		10 (Muhtemel)
İzmir-Karaburun-Çeşme	20-21	684000 (Görünür+Muhtemel)
İzmir-Torbalı-Cumaovası	17-21	7919 (Görünür+Muhtemel)
Antalya-Akseki	19-20	500 (Görünür+Muhtemel)
İstanbul-Şile		9932 (Görünür+Muhtemel)
Kocaeli-Gebze		621455 (Görünür+Muhtemel)
Çankırı-Eskipazar-Sofular	18-21	236520 (Görünür+Muhtemel)
Bartın-Kurucaşile	15-21	335000 (Görünür+Muhtemel))
Hatay-Payas	20	24500
Antalya (Komdullak)		50000
Aydın-Karataş		200000
Bursa-Köybaşı		5000
Eskişehir-Kaşhöyük		3000
Gümüşhane-Spelea deresi		1000000
Zonguldak-Balıkısık		4000

Menteşe dolomiti kimyasal bileşimi ile demir çelik fabrikalarında yüksek fırın, sinter fluks hammaddesi, cam sanayinde ve ayrıca dolomitin kullanılabileceği hemen hemen tüm kullanım alanlarında kullanılabilecek kalitedir (Kuşcu ve diğ. 2001).

10. SONUÇLAR

Karacahisar-Kasımlar arasındaki Menteşe dolomitleri ilgili yapılan saha ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen sonuçlar şunlardır:

1) Menteşe dolomitleri makroskobik olarak 4 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar:

- a- Breşik dolomit fasiyesi (Bf)
- b- Kalın tabakalı sert masif dolomit (Smf)
- c- Kırılğan yapılı masif dolomit (Kmf)
- d- Kireçtaşı fasiyesi (Kf)

2) Menteşe dolomitleri içerisindeki dolomitler kristal boyutu, şekli, sınırlarının düzenli- düzensiz oluşuna göre 4 mikrofasiyese ayrılmıştır. Kireçtaşları da Dunham (1962)'a göre 4 fasiyese ayrılmıştır.

- a- Mikro boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit (Df1)
- b- Orta-iri boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit (Df2)
- c- Orta-iri boyutlu subhedral (yarıözşekilli) dolomit (Df3)
- d- İri-çok iri boyutlu öhedral (özşekilli) dolomit (Df4)
- e- Kireçtaşı fasiyesi 1 (Kf1) (çamurtaşı)
- f- Kireçtaşı fasiyesi 2 (Kf2) (vaketaşı)
- g- Kireçtaşı fasiyesi 3 (Kf3) (istiftaşı)
- h- Kireçtaşı fasiyesi 4 (Kf4) (kristalin kireçtaşı)

3) Dolomitler, ince kesitlerde mikro kristalenden kaba-iri'ye kadar değişen boyutlarda, özşekilli, yarıözşekilli ve özşekilsiz dolomit kristalleri şeklindedir. Yaygın olarak hipidiyotopik ve ksenotopik doku görülürken, kristallerin çoğu kirli bir görünüme sahiptir. Dolomitlerin bir kısmında ilksel dokunun kısmen korunduğu ve bazı örneklerde ise hidrokarbon kalıntıları gözlenmektedir.

4) Resiyen yaşlı Menteşe dolomitlerinin kimyasal analizi sonucunda, CaCO_3 oranının % 50-58 mol arasında, MgCO_3 % 42-50 mol arasında değiştiği belirlenmiştir. Ana oksit içerikleri; SiO_2 içeriği % 0-2.59, Al_2O_3 içeriği %0-1.37 arasındadır. Sr içeriğinin 34-254 ppm, Ba içeriğinin 0-98 ppm ve Rb içeriğinin de 0-11.2 ppm civarında olduğu belirlenmiştir. MgCO_3 içeriğine göre dolomitlerin bileşimi, Ca'ca zengin non-stoikometrik dolomit ile stoikometik dolomit ($\text{Ca}_{50-58}\text{Mg}_{42-50}$) arasında değişmektedir. Menteşe dolomitlerindeki Ba içeriği genel olarak

<60 ppm (bir örnek 98 ppm) olduğundan buradaki karbonatların denizel kökenli olduğunu ifade etmektedir.

5) Menteşe dolomitlerindeki, dolomitlerin δO^{18} değerleri genel olarak ‰+2.08 ile ‰-5.59 (PDB) arasında, δC^{13} değerleri ‰+0.56 ile ‰+3.33 (PDB) arasında değişmektedir. Kireçtaşlarının, δO^{18} değerleri ‰-2.25 ile ‰-3.37 (PDB) arasında, δC^{13} değerleri ‰+1.84 ile ‰+3.29 (PDB) arasında değişmektedir. Resiyen yaşlı Menteşe dolomitlerinin δO^{18} ve δC^{13} izotop karakteri karışım zonu - sığ gömülme alanında oluştuğunu belirtmektedir.

6) Menteşe dolomitlerindeki, dolomitlerin Sr^{87}/Sr^{86} izotop değerleri 0.707428-0.708362 (ort. 0.707892) arasında olup, Resiyen'de (206-208 M.Y.) geliştiğini göstermektedir.

7) Menteşe dolomitlerinin oluşum sıcaklığı Fritz ve Smith'e (1970) göre hesaplanmış olup, sıcaklıklar 21°C-68 °C arasında değişmektedir. Erken diyajenetik kökenli dolomitler için sıcaklıklar 21°C-48 °C arasında, geç diyajenetik kökenli dolomitler için sıcaklıklar 65°C-68 °C arasında değişmektedir.

8) Menteşe dolomitlerinin REE değerleri NASC değerlerine göre tüketilmeyi göstermektedir. Ayrıca negatif Ce değerleri doğal oksidasyon sularından (denizsuyu) oluşumu ifade etmektedir.

11. KAYNAKLAR

- Akbulut, A., 1980. Eğirdir Gölü güneyinde Çandır (Sütçüler-Isparta) yöresindeki Batı Torosların jeolojisi, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 1, 1-10.
- Al-Aasm, İ.S., 2000. Chemical and isotopic constraints for recrystallization of sedimentary dolomites from the Western Canada sedimentary basin, Aquatic Geochemistry, 6, 227-248.
- Allan, J.R. and Mattheus, R.K., 1982. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. Sedimentology, 29, 797-817.
- 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.
- Altınlı, E., 1944. Antalya bölgesinin stratigrafik etüdü, İ.Ü.F.F. Mecmuası, Seri B-C, IX, 3, 227-238.
- 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.
- Andrews, J.E., Riding, R. and Dennis, P.F., 1993. Stable isotopic compositions of recent fresh water cyanobacterial carbonates from the British Isles: local and regional environmental controls. Sedimentology, 40, 303-314.
- 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.
- 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.
- 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.
- Behrens, E.W. and Land, L.S., 1972. Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas: Sedimentary Geol., 42, 155-161.
- Beydoun, Z.R., 1977. Petroleum prospects of Lebanon: Reevaluation. AAPG Bull., 61, 43-64.
- Blumenthal, M., 1944. Bozkır güneyinde Toros sıradağlarının serisi ve yapısı: İst. Üniv. Fen Fak. Mec, Seri B, 9/2, 95-125.
- Blumenthal, M., 1947. Geologie der Taurusketten in hinterland von Seydişehir und Beyşehir, M.T.A. yayını, Ankara, No.2, 108 s.
- Blumenthal, M., 1951. Batı Toroslarda Alanya ard ülkesinde jeolojik araştırmalar, M.T.A. Enst., D.2.108, Ankara, No.6, 136 s.

- Blumenthal, M., 1956. Karaman-Konya havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ve şist-radiolarit formasyonunun stratigrafi meselesi, M.T.A. Enst. Derg., 48, 1-36.
- Bozcu, A., 1996. Kasımlar (Sütçüler-Isparta) yöresinde yeralan Mesozoyik yaşlı denizel tortulların jeolojisi, petrografisi ve organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi, S.D.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 135 s. (yayımlanmamış).
- Bozcu, M., 1985. Sipahiler (Isparta) ve dolayının jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, İ.Ü. Fen Bilimler Enst., 57 s. (yayımlanmamış).
- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system-2: stable isotopes, Jour. Sedim. Petrol., 51, 987-997.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. and Poisson, A., 1971. Outline of the geology of the Western Taurids, Geology and History of Turkey (eds.: Angus S. Compbell), Petroleum Exploration society of Libya, Tripoli, 225-255.
- Brunn, J.H., Argyriadis, I., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., ve Ricou, L.E., 1973. Antalya'nın ofiyolitik naplarının orijini lehinde ve aleyhindeki kanıtlar, Cumhuriyetin 50. Yılı Yer Bilimleri Kongresi, M.T.A. Enst., Ankara, 58-69.
- Brunn, J.H., 1974, Le probleme de l'origine des nappes et de leurs translations dans les Taurides occidentales. Extrait du Bull. Soc. Geol. Fr. (7). XVI. no. 2.
- Brunn, J., 1979. Oceanisations of East Mediterranean crust, Tauric and Aegean induced arc and ophiolites. Rapp. Comm. Int. Mer Médit., 25/26, 2a, 99-101.
- Budd, D.A., 1997, Cenozoic dolomites of carbonate islands: Their attributes and origin, Earth Science Reviews, 42, 1-47.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, N.F. and Otto, J.B., 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time, Geology, 10, 516-519.
- Busenberg, E. and Plummer, L.N., 1982. The kinetics of dissolution of dolomite in $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ systems at 1.5 to 65°C and 0 to 1 atm PCO_2 . Am. J. Sci., 282, 45-78.
- 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.
- Colin, J. H., 1955. Elmalı 123/3,4, Kaş 140/1,2,3 haritaları jeolojik harita izahnameleri: M.T.A., Ankara, Rapor no: 2246 (yayımlanmamış).
- 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.
- Demirkol, C., 1977. Yalvaç – Akşehir Dolayının Jeolojisi, S.Ü. Fen Fak. Doçentlik Tezi, 78 s.
- Demirkol, C, Sipahi, H. ve Çiçek, S., 1977. Sultandağının stratigrafisi ve jeoloji evrimi : M.T.A., Derleme Rap. No. 6305 (yayımlanmamış).
- Demirtaşlı, E., 1967. Pınarbaşı-Sarız-Mağra ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafik birimleri ve petrol imkanları: M.T.A., Ankara, Rapor no: 4389 (yayımlanmamış).
- Demirtaşlı, E., 1973. İran, Pakistan ve Türkiye'deki Alt Paleozoyik yaşlı kayaların stratigrafik korelasyonu: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, Ankara, 204-222.

- Demirtaşlı, E., 1976. Toros kuşağının petrol potansiyeli, Türkiye 3. Petrol Kongresi Tebliğleri, Ankara, 56-61.
- Demirtaşlı, E., 1988. Orta Toroslar'da Seydişehir ve Silifke otoktonlarının Antalya, Alanya ve Hadim naplılarıyla olan ilişkilerinin stratigrafik ve tektonik açıdan incelenmesi: T.P.A.O. Raporu, 206.
- Dilek, Y. and Rowland, J.C., 1993. Evolution of a Conjugate passive magrin pair in Mesozoic Southern Turkey, *Tectonics*, 12/4, 954-970.
- Dorobek, S.L., Smith, T.M. and Whitsitt, P.M., 1993. Microfabrics and geochemistry of meteorically altered dolomite in Devonian and Mississippian carbonates, Montana and Idaho, In: *Carbonate Microfabrics* (Eds. Rezak, R. and Lavoie, D.L.), Elsevier, 205-225.
- Duggan, J.P., Mountjoy, E. W. and Stasiuk, L.D., 2001. Fault controlled dolomitization of Swan Hills Simonetta oil field (Devonian) deep basin west central Alberta, Canada, *Sedimentology*, 48, 301-323.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of carbonate rocks* (eds.: W. E. Ham), AAPG, 108-121.
- Dumont, J.F. ve Kerey, E., 1975. Eğridir Gölü güneyinin (Isparta) temel jeolojik etüdü, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18/2, 1-10.
- Dumont, J.F., 1976. Isparta kıvrımı ve Antalya naplarının orijini; Torosların Üst Kretase tektonojenezi ile oluşmuş yapısal düzeninin büyük bir dekroşman, transtorik arızayla ikiye ayrılması varsayımı, M.T.A. Enst. Derg., 86, 56-67.
- Dumont, J.F. ve Monod, O., 1976. Dipoyraz Dağ masifinin Triyasik karbonatlı serisi (Batı Toroslar, Türkiye), M.T.A. Derg., 87, 26-38.
- Durocher, S. and Al-Aasm, I.S., 1997. Dolomitization and neomorphism of Mississippian (Visean) upper Debolt formation, Blueberry field, NE British Columbia, Canada; geologic, petrologic and chemical evidence, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 81, 954-977.
- 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.
- El-Hinnawi, E. and Loukina, S., 1993. Isotopic composition of Egyptian Cenozoic limestones, *Sediment., Egypt*, 1, 35-42.
- Folk, R.L., 1959. Thin-section examination of pre-Simpson Paleozoic rocks. In: *Stratigraphy of the pre-Simpson Paleozoic subsurface rocks of Texas and Southeast New Mexico* (eds.: Barnes, V.E., Cloud, P.E., Dixon, L.P., Folk, R.L., Jonas, E.C., Palmer, A.R. and Tynan, E.J.), University of Texas, Bur. Econ. Geol., Publ., 5924, 95-130.
- 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. Cosmochim. Acta* 34, 1161-1173.
- 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.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979. Mut - Ermenek - Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22/1, 7 - 26.

- Graciansky, P., Ch., de, 1968. Teke yarımadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro-Toroslar'daki yeri, M.T.A. Enst. Derg., 71, 73-91.
- Gregg, J.M. and Sibley, D.F., 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. Jour. Sediment. Petrol. 54, 908-931.
- Gregg, J.M., Howard, S.A. and Mazzullo, S.J., 1992. Early diagenetic recrystallization of Holocene (<3000 years old) peritidal dolomites, Ambergris Cay, Belize: Sedimentology, 39, 143-159.
- 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.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. and Dumont, F. D., 1979. Geologie des Taurides occidentales (Turquie): Mem. Soc. Geol. Fr., N.S., 58, s. 112.
- Güvenç, T., 1981. Tetisin Permiyen ve Triyas stratigrafisi ve paleocoğrafyası : Yerbilimleri, Hacettepe Üniv. Yerb. Enst.Bült., 7, 27-42.
- Haas, J. and Demeny, A., 2002. Early dolomitization of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary), Sediment. Geol., 151, 225-242.
- 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.
- Haude, H., 1969. Des Lower Paleozoikum - Prakambrium bis Silurium in der Türkei : Zbl. Geol. Palaont. Teil., I/4, 702 - 719.
- Haude, H., 1972. Stratigraphie und Tektonik des südliche Sultan Dağ (SW-Anatolian) zeit, Deutsch. Geol. Ges. Bd. 123, Hanovre, 411-421.
- Holail, H., Lohmann, K.C. and Sanderson, I., 1988. Dolomitization and dedolomitization of Upper Cretaceous carbonates: Bahariya Oasis, Egypt., In: Sedimentology and Geochemistry of Dolostones (eds.: Shukla, V. and Baker, P.A.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 43, 191-207.
- 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.
- Holzer, H., 1955. Güneybatı Anadolu'daki Kaş-140/1,2,3 paftalarına ait tamamlayıcı malumat: M.T.A., Ankara, Rapor no: 2369 (yayımlanmamış), 13s.
- 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.
- Irwin, H., 1980. Early diagenetic carbonate precipitation and pore fluid migration in the Kimmeridge Clay of Dorset, England, Sedimentology, 27, 577-591.
- Juteau, T., 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie): Petrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne Sci., These, Terre, Nancy, Mem, n:32, 692 p.
- Kalfatçıoğlu, A., 1973. Antalya körfezi batı kısmının jeolojisi: M.T.A. Enst. Derg., 81, 82-131.
- Keith, M.L. and Weber, J.N., 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestone and fossils. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1787-1816.
- Ketin, İ., 1964. Geological study of Southeast Anatolia Paleozoic units: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Rap. No. 229, yayımlanmamış.

- 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.
- Kırmacı, M. Z., 2008. Dolomite of the Late Cretaceous-Paleocene platform carbonates, Gököy (Ordu), Eastern Pontides, NE Turkey, *Sedimentary Geology*, 203, 289-306.
- Kinsman, D.J.J., 1969. Interpretation of Sr^{+2} concentrations in carbonate minerals and rocks. *J. Sedim. Petrol.*, 39, 486-508.
- Koçyiğit, A., 1981. Isparta büklümünde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi, *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 24, 15-23.
- Koçyiğit, A., 1983. Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) dolayının tektoniği, *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 26, 1-10.
- Kupecz, J.A. and Land, L.S., 1994. Progressive recrystallization and stabilization of early stage dolomite: Lower Ordovician El-lenburger Group, West Texas, In: *Dolomites a volume in honour of Dolomieu* (eds.: Purser, B., Tucker, M. and Zenger D.H.), Intern. Assoc. Sedim. Spec. Publ., 21, 255-279.
- 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., Salem, M.R.I. and Morrow, D.W., 1975. Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence. *AAPG Bull.*, 59, 1602-1625.
- 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.
- Laubscher, H. and Bernoulli, D., 1977. Mediterranean and Tethys; The Ocean Basins and Margins (eds.: Narin, A. E.M., Kaner, W.H. ve Stehli, F.G.), IV. 4A: The Eastern Mediterranean de : Plenum Press, New York and London, 379 - 444.
- Lefevre, R., 1967. Un nouvel element de la geologie du Taurus Lycien: Les nappes d'Antalya (Turquie), *C.R. Acad. Sci., Paris, ser. D*, 265, 1365-1368.
- 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.
- Machel, H.G., 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs* (eds.: Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G. and Darke, G.), Geol. Soc. London Spec. Publ., 35, 7-63.
- Malone, M.J., Baker, P.A. and Burns, S.J., 1994. Recrystallization of dolomite: Evidence from the Montney 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.

- Marcoux, J., 1979. Antalya naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22/1, 1-6.
- Martin, C., 1969. Akseki kuzeyindeki bir kısım torosların stratigrafik ve tektonik incelemesi, MTA Derg., 72, 157-175.
- Matsumoto, R., Iijima, A. and Katayama, T., 1988. Mixedwater and hydrothermal dolomitization of the Pliocene Shirahama Limestone, Izu Peninsula, central Japan. *Sedimentology*, 35, 979-998.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review, *Carbonates Evaporites*, 7, 21-37.
- McArthur, J.M., Thirlwall, M.F., Burnett, J., Kennedy, W.J., Gale, A.S., Matthey, D. and Lord, A.R., 1993. Strontium-isotope stratigraphy in the LateCretaceous: A new curve, based on the English Chalk. In: *High resolution stratigraphy* (eds.: Hailwood, E. and Kid, R.), Geol. Soc. London Special Pub., 70, 195-209.
- McArthur, J.M., Kennedy, W.J., Chen, M., Thirlwall, M.F. and Gale, A.S., 1994. Strontium isotope stratigraphy for Late Cretaceous time: Direct numerical calibration of the Sr isotope curve based on the US Western Interior, *Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeoecol.* 108, 95-119.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J. and Bailey, T.R., 2001. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *J. Geol.*, 109, 155-170.
- Mitchell, J.T., Land, L.S. and Miser, D.E., 1987. Modern marine dolomite cement in a north Jamician fringing reef. *Geology*, 15, 557-560.
- Monod, O., 1977. Recherches géologiques dans les Taurus occidental au sud de Beyşehir. These Presente al'Universite de Paris sud centre d'Orsa, 442 p.
- 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.
- Mountjoy, E.W. and Halim-Dihardja, M.K., 1990. Multiple phase fracture and fault control burial dolomitization, Upper Devonian Wabamun Group, Alberta, *Jour. Sediment. Petrol.*, 61, 590-612.
- Muir, I.D., 1993a. Deep burial brecciation in the Devonian Upper Elk Point Group, Rainbow Basin, Alberta western Canada, In: *Paleokarst related hydrocarbon reservoirs*, SEPM Core Workshop, 18, 119-166.
- Muir, I.D., 1993b. Formation of solution collapse breccias during deep burial diagenesis. AAPG Hedberg Research Conference "Unconformity and porosity development in carbonate strata: Recognition, controls and predictive strategies" July. Vail. Colorado.
- Murray, R.C. and Lucia, F.J., 1967. Cause and control of dolomite distribution by rock selectivity, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 78, 21-35.
- Neev, D. and Ben - Avraham, Z., 1977. The Levantine countries (The Israeli Coastal region); *The Ocean Basins and Margins* (eds.: Narin, AJS.M., Kanes, W.H. ve Stehli, F.G.), V. 4A: The Easern Mediterranean de : Plenum Press, New York and London, 355 - 377.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19/1, 65-78.

- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. In: Geology of Taurus Belt (eds.: Tekeli, O. and Göncüoğlu, C.), 11-26.
- Öztürk, A., 1981. Işıklı (Çivril) Akdağ yöresinin stratigrafisi: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Matematik, Fizik ve Biyoloji Bilimler Araştırma Grubu, TBAG - 272, 27 s.
- Öztürk, E.M., Dalkılıç, H., Ergin, A. and Afşar, Ö.P., 1987. Sultandağı güneydoğusu ile Anamas Dağı dolayının jeolojisi, M.T.A. Genel Müdürlüğü Jeoloji etüdleri Daire Başkanlığı, Ankara, Rapor No: 81-91 (yayımlanmamış).
- Qing, H. and Mountjoy, E.W., 1988. Multistage dolomitization in rainbow buildups, Middle Devonian Keg River Formation, Alberta, Canada, Jour. Sediment. Petrol., 59, 114-126.
- Qing, H., 1998. Petrology and geochemistry of early-stage, fine-and medium-crystalline dolomites in the Middle Devonian Presqu'île Barrier at Pine Point, Canada. Sedimentology, 45, 433-446
- Qing, H., Bosence, D.W.J. and Rose, E.P.F., 2001. Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean, Sedimentology, 48, 153-163.
- Parejas, C. 1942. Sandıklı, Dinar , Burdur, Isparta ve Eğirdir bölgesinde yapılan jeolojik löveler hakkındaki rapor, M.T.A., Ankara, Rapor no: 1390.
- Pekuz, Ü., 1991. Eğirdir güneyi (Isparta) karbonatlarının fasiyes özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, Akdeniz Ü. Fen Bil. Enst., Isparta, 56 s. (yayımlanmamış).
- Poisson, A., 1977. Evolution paleogeographique du massif des Bey Dağları, VI. Ege Bölgeleri Jeolojisi Kolokiyumu-İzmir, Bildiri özetleri, 85-86.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J. F. and Uysal, Ş., 1984. The Isparta Angle: A Mesozoic paleorift in the Western Taurides: Geology of the Taurus Belt. (eds.: O. Tekeli and C. Göncüoğlu), Ankara, 11-26.
- Purser, B. Tucker, M. and Zenger, D., 1994. Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization, In: Dolomites: A volume in honour of Dolomieu (eds.: Purser, B. Tucker, M. and Zenger, D.H.), Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 21, 3-20.
- 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), Sedimentary 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 dolomite recrystallization during shallow burial in upper jurassic shelf carbonates, Eastern Swabian, South Germany, Sediment. Geol., 71-95.
- Ricou, L.E., 1971. Le croissant ophiolitique peri-arabe: une ceinture de nappes mises en place au Cretace superieur: Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 13, 327-349.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I. and Lefevre, R., 1974. Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Antalya et le massif d'Alanya (Taurides occidentales, Turquie): Bull. Soc. Geol. Fr., Ser. 7/16, 107-111.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I. and Marcoux, J., 1975. L'Axe calcaire du Taurus un alignement de fenetres arabo-africains sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et metamorphiques: Bull. Soc. Geol. Fr. Ser. 7/17, 1024-1044.

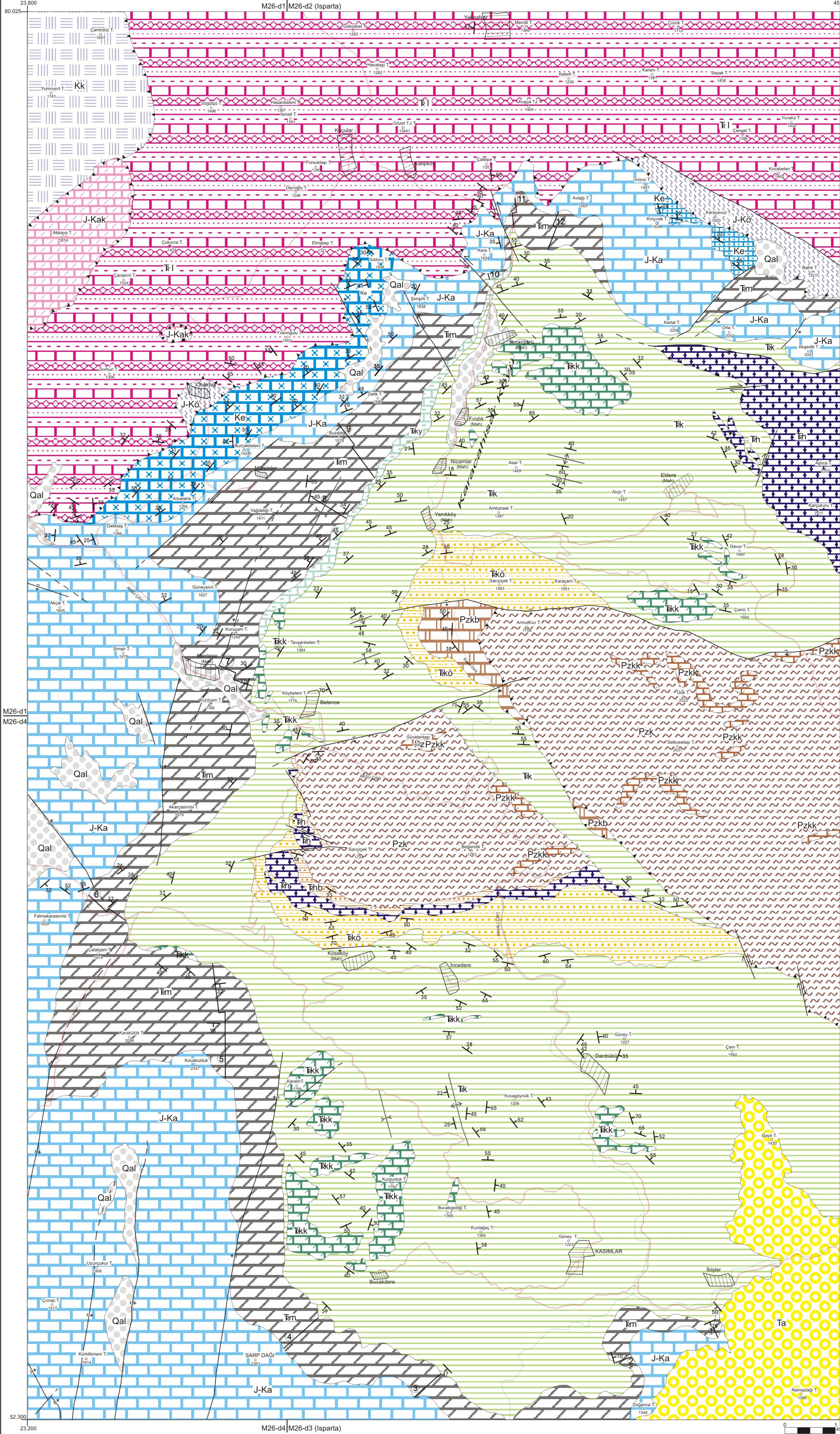
- Ricou, L.E., Marcoux, J. and Poisson, A., 1979. L'allochtonie des Bey Dağları orientaux. Reconstruction palinspastique des Taurides occidentales: Bull. Soc. Geol. Fr. Ser. 7/21, 125-133.
- Ricou, L.E., 1980. Torosların Helenidler ve Zagridler arasındaki yapısal rolü, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23/2, 101-108.
- Robertson, A.H.F., 1993. Mesozoic-Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotetyhan carbonate platforms, margins and small ocean basins in the Antalya Complex, Southwest Turkey: Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, 20, 415-465.
- 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.
- Ruppel, S.C. and Cander, H.S., 1988. Dolomitization of shallow-water platform carbonates by sea water and seawater derived brines: San Andreas Formation (Guadalupean), West Texas, In: Sedimentology and Geochemistry of Dolostones (eds.: Shukla, V. and Baker, P. A.), SPEM Spec. Publ. No. 43, 245-262.
- 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. Sediment. 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.
- Shazly, E.M., 1977. The Geology of the Egyptian Region; Narin, A.E.M., Kanes, W.H. ve Stehli, W.G., eds., The Ocean Basins and Margins, IV. 4A: The Eastern Mediterranean de: Plenum Press, New York and London, 379 - 444.
- Sibley, D.F., 1980. Climatic control of dolomitization, Seroe Domi Formation (Pliocene), Bonaire, N.A., In: Concepts and models of dolomitization (eds.: D. H. Zenger, J. B. Dunham and R. L. Ethington), Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 23, 247-258.
- 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.
- Sun, S.Q., 1994. A reappraisal of dolomite abundance and occurrence in the Phanerozoic, J. of Sediment. Res., 64, 394-404.
- 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: Kita-daiti-jima, northern Philippine Sea. Sed. Geol., 183, 181-202.
- Şenel, M., Kengil, R., Ünverdi, M.; Gözler, M.Z. ve Serdaroğlu, M., 1981. Teke Torosları güneydoğusunun jeolojisi: M.T.A., Derg., Ankara, 95-96.

- Şenel, M., 1984. Discussion on the Antalya nappes. In: Geology of the Taurus belt. (Ed. By O. Tekeli and C. Göncüoğlu), 41-51.
- Şenel, M. Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, A.S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A.Z., Oguz, F., Kurucu, M., Özgül, N., 1992. Eğirdir-Yenişarbademli-Gebiz ve Geriş-Köprülü (Isparta-Antalya) arasında kalan alanların jeolojisi, MTA Rap., 9390, T.P.A.O. Rap., 3132, 559 s., (yayımlanmamış rapor).
- Şenel, M., Gedik, İ., Dalkılıç, H., Serdaroğlu, M., Bilgin, A.Z., Uğuz, M.F., Bölükbaşı, A.S., Metin, S., Korucu, M., Özgül, N., 1996. Isparta bükümü doğusunda otokton ve allokton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar). MTA Derg., 118, 111-160.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983. Türkiye’de Tetis’in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. Türkiye Jeol. Kur. Yerbilimleri Özel Dizisi, No:1, s.75.
- Tan, F.C. and Hudson, J.D., 1971. Isotopic composition of carbonates in a marginal marine formation. Nature phys., Sci., 232, 87-88.
- Tekin, E. and Sarı, A., 2002. Microtextural characteristic and origin of dolomites in the Tepearası formation, SW of Beyşehir-Konya, Turkey, Acta Geologica Sinica, Journal of Geol. Soc. China, 76/1, 100-109.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990. Carbonate Sedimentology, Blackwell Scien. Publ., Oxford, 482 S.
- Török, A., 2000. Formation of dolomite mottling in Middle Triassic ramp carbonates (Southern Hungary), Sediment. Geol., 131, 131-145.
- Tritlla, J., Cardellach E. and Sharp, Z.D., 2001. Origin of vein hydrothermal carbonates in Triassic limestones of the Espad’an Ranges (Iberian Chain, E Spain), Chemical Geology, 172, 291-305.
- Vahrenkamp, V. C. and Swart, P. K., 1990. New Distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites, Geology, 18, 387-391.
- Varol, B. and Magaritz, M., 1992. Dolomitization, time boundaries and unconformities: example from the dolostones of the Taurus Moesozic Sequence, South-Central Turkey, Sedimentary Geology, 76, 117-133.
- Varol, B. and Matsumoto R., 2005. Early and late dolomites in the carbonate platform: An example from Middle Devonian carbonates of the Taurus Mountains, South-central Turkey, N.Jb. Miner. Abh., 181/2, 135-145.
- Veizer, J., Lemieux, B., Jones, B., Gibling, M.R. and Savelle, J., 1977. Sodium: paleosalinity indicator in ancient carbonate rocks, Geology, 33, 317-320.
- Veizer, J., 1983. Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application of trace element technique, In: Stable isotopes in sedimentary geology (eds.: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S.), Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course, 10, 3-100.
- Waldron, J.W.F., 1982. Antalya karmaşığı kuzeydoğu uzanımının Isparta bölgesindeki stratigrafisi ve sedimanter evrimi, M.T.A. Dergisi, Ankara, 97/98, 2-20.
- Walls, R.A., Mountjoy, E.W. and Fritz, P., 1979. Isotopic composition and diagenetic history of carbonate cements in Devonian Golden Spike Reef, Alberta, Canada, Geol. Soc. Am. Bull., 90, 963-982.

- Wanas, H.A., 2002. Petrography, geochemistry, and primary origin of spheroidal dolomite from the Upper Cretaceous/Lower Tertiary Maghra El-Bahari Formation at Global Ataq, Northwest Gulf of Suez, Egypt, *Sedin. Geol.*, 151, 3-4.
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations., *Earth Sci. Rev.* 52, 1–81.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history, Springer-Verlag, Berlin, p. 471.
- Woodcock, N.H. and Robertson, A.H.F., 1977. Imbricate thrust belt tectonics and sedimentation as a guide to emplacement of part of the Antalya complex, SW Turkey, *Abs. 6th. Coll. Aegean Geol.*, İzmir, 98.
- Yağmurlu, F., Tutaş, M. ve Keçeli, D.A., 1990. Eğirdir (Isparta) güneyinde yer alan asfaltit ve sıvı petrol emarelerinin jeolojik konumu ve kimyasal özellikleri, Türkiye 8. Petrol Kongresi, 24-34, Ankara.
- Yağmurlu, F., Pekuz, Ü. ve Bozcu, A., 1995. Eğirdir (Isparta) Güneyinde yer alan karbonat kayaların stratigrafik korelasyonu ve fasiyes özellikleri, *TPJD Bülteni*, 7/1, 17-32.
- Yalçın, N., 1980. Amonoslarm litolojik karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı, *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 23/1, 21 - 30.
- Yalçinkaya, S., Ergin, A., Taner, K., Afşar, Ö.P., Dalkılıç ve H. Özgönül, E., 1986. Batı Torosların jeoloji raporu, M.T.A., Ankara, Rapor No: 7898 (yayımlanmamış).
- Yalçinkaya, S., 1989. Isparta-Ağlasun dolayının jeolojisi, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen. Bil. Enst., İstanbul, (yayımlanmamış).
- Yoo, C.M. and Lee, Y.I., 1998. Origin and modification of early dolomites in cyclic shallow platform carbonates, Yeongheung Formation (Middle Ordovician), Korea. *Sed. Geol.*, 118, 141–157.
- Zenger, D.H., 1983. Burial dolomitization in the lost Burro Formation (Devonian), east-central California, and the significance of late diagenetic dolomitization: *Geology*, 11, 519-522.
- Zhao, W., Luo, P., Chen, G., Cao, H. and Zhang, B., 2005. Origin and Reservoir Rock Characteristics of Dolostones in the Early Triassic Feixianguan Formation, NE Sichuan Basin, China: Significance for Future Gas Exploration, *Jour. Petrol. Geol.*, 28/1, 83-100

KARACAHİSAR-KASIMLAR (ISPARTA) DOLAYININ JEOLJİ HARİTASI

EK-1



AÇIKLAMALAR

	Alüvyon	—	KUVATERNER
	Aksu Formasyonu	—	MİYOSEN (Tortoniyen)
ALLOKTON BİRİMLER			
	Akkyra Kireçtaşı	—	PALEOSEN-EOSEN
	Kızıldağ Peridoti		
	Ispartaçay Formasyonu		
	Obektaş Formasyonu	—	ÜST KRETASE
	Eşekini Kireçtaşı		
	Alaklısı Kireçtaşı		
	Menteşe Dolomiti	—	ÜST TRIYAS (Resiyen)
	Kasımlar Formasyonu	—	ÜST TRIYAS (Karniyen-Noriyen)
	Yanıköy Üyesi		
	Siyahimsi Kireçtaşı Üyesi	—	ÜST TRIYAS (Karniyen)
	Köseköy Formasyonu		
	Hacıllı Formasyonu	—	ORTA TRIYAS
	Bahçeavni Üyesi	—	KAMBRIYEN
	Kocaosman Metamorfittleri		
	Başakdere Mermeri		
	Rekrystalize Kireçtaşı	—	KAMBRIYEN
	Formasyon sınırı		
	Tabaka doğrultusu ve eğimi		
	Yapraklanma doğrultusu ve eğimi	—	KAMBRIYEN
	Bindirme fayı		
	Eğim atımı normal fay		
	Doğrultu atımı fay	—	KAMBRIYEN
	Senkinal eksenı		
	Antiklinal eksenı		
	Yerleşim merkezi	—	KAMBRIYEN
	ÖSK yerleri		
	Asfalt yol		
	Stabilize yol	—	KAMBRIYEN
	Çay ve dere		
	Tepe		

BOZCU, 1996'DAN ALINMIŞTIR.

KARACAHİSAR (ISPARTA) DOLAYININ FASIYES KORELASYONU

S.DİNÇ, 2010

EK-2

AÇIKLAMALAR

- Df1

Dolomit fasiyesi 1 (Df1). Mikro boyutlu anhedral (özşekilsiz)dolomit
- Df2

Dolomit fasiyesi 2 (Df2). Orta-iri boyutlu anhedral (özşekilsiz) dolomit
- Df3

Dolomit fasiyesi 3 (Df3). Orta-iri boyutlu subhedral (yarıözşekilli) dolomit
- Df4

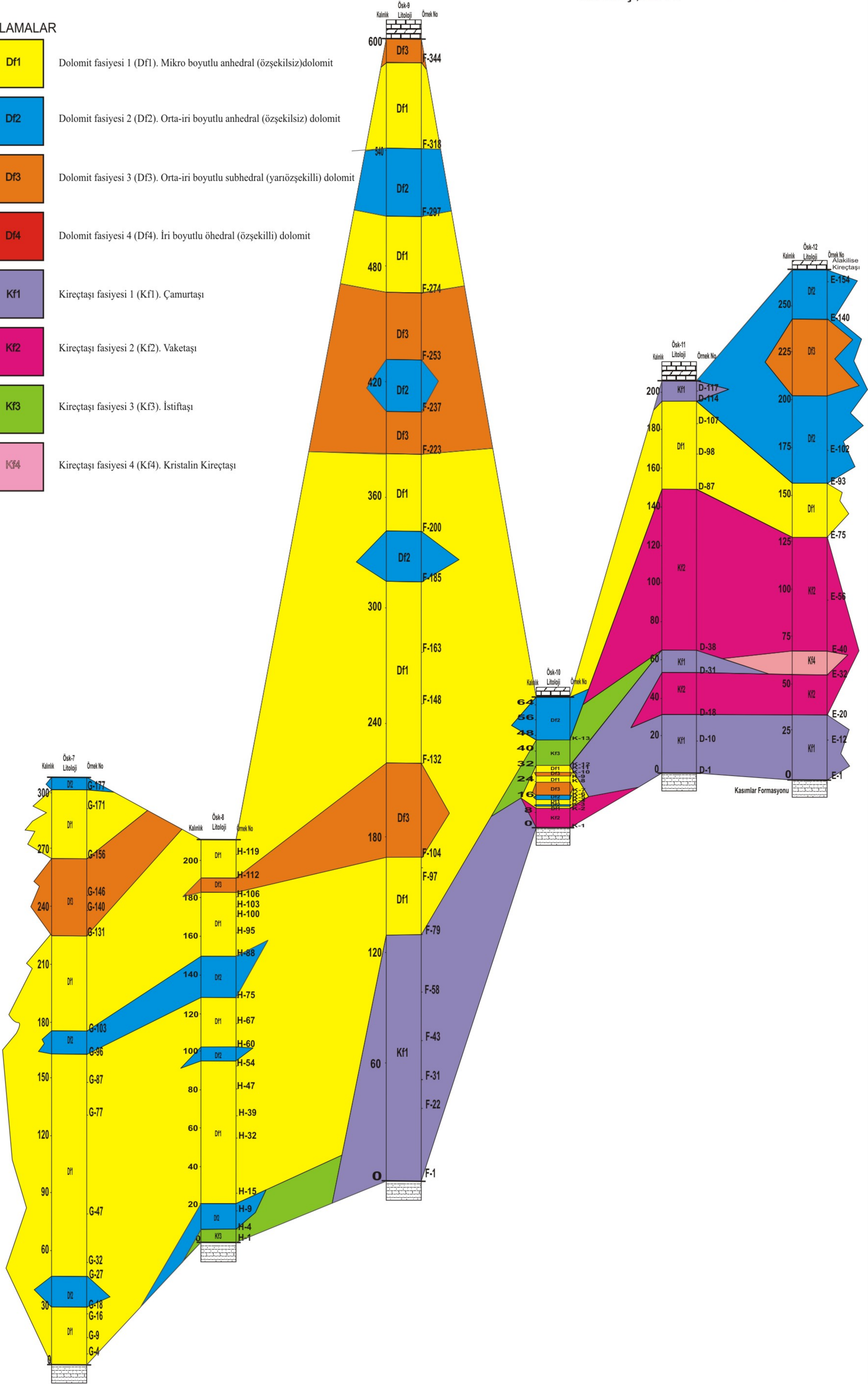
Dolomit fasiyesi 4 (Df4). İri boyutlu öhedral (özşekilli) dolomit
- Kf1

Kireçtaşı fasiyesi 1 (Kf1). Çamurtaşı
- Kf2

Kireçtaşı fasiyesi 2 (Kf2). Vaketaşı
- Kf3

Kireçtaşı fasiyesi 3 (Kf3). İstiftaşı
- Kf4

Kireçtaşı fasiyesi 4 (Kf4). Kristalin Kireçtaşı



S.DİNÇ, 2010

EK-3

