



T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KONYA KUZEYBATISINDAKİ KIZILÖREN
(ÜST TRİYAS - ALT JURA)
FORMASYONUNDAKİ DOLOMITLERİN
SEDİMANTOLOJİK VE JEOKİMYASAL
İNCELENMESİ

Levent Kenan KİBAR

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Ekim-2015
KONYA
Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

Levent Kenan KİBAR tarafından hazırlanan “Konya kuzeybatısındaki Kızılören (Üst Triyas–Alt Jura) formasyonundaki dolomitlerin sedimentolojik ve jeokimyasal incelenmesi” adlı tez çalışması 04.11.2015 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Başkan

Prof.Dr. Erdoğan TEKİN

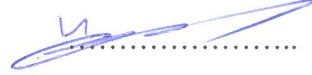
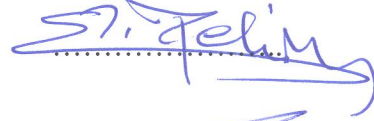
Danışman

Yrd.Doç.Dr. Ali Müjdat ÖZKAN

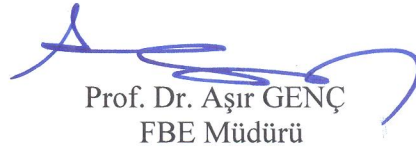
Üye

Yrd.Doç.Dr. Arif DELİKAN

İmza



Yukarıdaki sonucu onaylıyorum.



Prof. Dr. Aşır GENÇ
FBE Müdürü

Bu tez çalışması S.Ü. BAP Koordinatörlüğü tarafından 12201087 nolu proje ile desteklenmiştir.

TEZ BİLDİRİMİ

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

DECLARATION PAGE

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



Levent Kenan KİBAR

Tarih: 04.11.2015

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KONYA KUZEYBATISINDAKİ KIZILÖREN (ÜST TRIYAS - ALT JURA) FORMASYONUNDAKİ DOLOMITLERİN SEDİMANTOLOJİK VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

Levent Kenan KİBAR

Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Ali Müjdat ÖZKAN

2015, 93 Sayfa

Jüri

Prof.Dr. Erdoğan TEKİN
Yrd. Doç. Dr. A. Müjdat ÖZKAN
Yrd.Doç.Dr. Arif DELİKAN

Bu çalışmanın amacı Konya batısında yer alan Kızılören formasyonuna ait dolomitlerin (Üst Triyas – Alt Jura) petrografik ve jeokimyasal bakımdan sedimanter özelliklerinin belirlenmesine yöneliktir.

Kızılören formasyonu, dolomit, kalsitik dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşından oluşmaktadır. Kızılören formasyonu dolomit tipleri petrografik olarak: (1) unimodal, çok ince – ince kristalin planar-s (subhedral) mozayik dolomit, (2) orta – iri kristalli planar-e (öhedral) mozayik dolomit, (3) orta kristalli planar-e (öhedral) replase dolomit, (4) unimodal, orta – iri kristalli non-planar-s-a (subhedral-anhedral) mozayik dolomit, (5) ince kristalli planar-e-s (öhedral-subhedral) mozayik dolomit, (6) polimodal planar-e-s (öhedral-subhedral) mozayik dolomit, (7) iri – çok iri kristalli non-planar-c (çimento) sadle dolomit ve (8) mikrobreşik dolomit şeklinde tanımlanmıştır.

Kızılören formasyonu Sr içeriği (erken dolomitler 96-236 ppm ve geç dolomitler 48-90 ppm) sırasıyla karışım zonu dolomitleri ve gömülme dolomitleri Sr değerleri ile tutarlıdır. Kızılören formasyonu Na içeriği (erken dolomitler 117-292 ppm ve geç dolomitler 58-117 ppm) de sırasıyla karışım zonu dolomitleri ve gömülme dolomitleri Na değerleri ile tutarlıdır. Erken diyajenetik dolomitler -0,17 ile -3,70 PDB δO^{18} ve +1,56 ile +2,99 PDB δC^{13} değerlerini sergilerken, geç diyajenetik dolomitler -4,13 ile -5,83 PDB δO^{18} ve -0,37 ile -1,63 PDB δC^{13} değerlerini sergilemektedir.

Kızılören formasyonu dolomit örneklerinin çoğu nadir toprak elementlerince orijinal kireçtaşlarına benzer özellik gösterirken, bir örnek zenginleşme, birkaç örnek de fakirleşme göstermektedir. Örneklerin çoğunda negatif Ce anomalileri gözlenmesi yükseltgen ortamdaki dolomitleşmeyi önerirken, birkaç örneğin de pozitif anomali göstermesi indirgen ortamdaki dolomitleşmeyi belirtmektedir. Ayrıca Kızılören formasyonu dolomitlerinin bütün örneklerinin pozitif Eu anomalisi göstermesi indirgen şartları ve/veya hidrotermal etkiyi ifade etmektedir.

Kızılören formasyonu karbonatlarında gözlenen Mo/U oranları, Ni/Co oranları V/Cr oranları ve U/Th oranları Kızılören formasyonu karbonatlarının oksik – anoksik şartların herikisini de yansıttığını ifade etmektedir.

Sonuç olarak, Kızılören formasyonu dolomitlerinin özellikleri erken diyajenezde sığ gömülmeli karışım suyu alanında ve geç diyajenezde orta - derin gömülme alanındaki havzasal tuzlu sulardan oluşumu işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Sedimantoloji, Dolomit, İzotop, Jeokimya, Kızılören, Konya

ABSTRACT

MS THESIS

SEDIMENTOLOGIC AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF DOLOMITES IN THE KIZILÖREN (UPPER TRIASSIC-LOWER JURASSIC) FORMATION AT THE NORTHWEST OF KONYA

Levent Kenan KİBAR

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

Advisor: Assist. Prof. Dr. Ali Müjdat ÖZKAN

2015, 93 Pages

Jury

Prof.Dr. Erdoğan TEKİN

Assist.Prof.Dr. Ali Müjdat ÖZKAN

Assist.Prof.Dr. Arif DELİKAN

The objective of this study is to determine the sedimentary properties of dolomites (Upper Triassic-Lower Jurassic) in terms of petrography and geochemistry, which belong to the Kızılören Formation existing at the west of Konya City.

The Kızılören Formation is occurred dolomite, calcitic dolomite, dolomitic limestone and limestone. Various dolomite types of the Kızılören Formation include as petrographic: type 1) unimodal, fine to very fine crystalline planar-s (subhedral) mozaic dolomite, type 2) medium to coarse crystalline planar-e (euhedral) mozaic dolomite, type 3) medium crystalline planar-e (euhedral) replasive dolomite, type 4) unimodal, medium to coarse crystalline non-planar-s-a (subhedral-anhedral) mozaic dolomite, type 5) fine crystalline planar-e-s (euhedral-subhedral) mozaic dolomite, type 6) polymodal planar-e-s (euhedral-subhedral) mozaic dolomite, and type 7) coarse to very coarse crystalline non-planar-c (cement) saddle dolomite, and type 8)) micro-breccia dolomite.

The Sr content in the Kızılören Formation (96 to 236 ppm in the early dolomites, and 48 to 90 ppm in the late dolomites, respectively) is compatible with the Sr concentration mixing-zone, and burial dolomites, respectively. The Na content in the Kızılören Formation (117 to 292 ppm in the early dolomites, and 58 to 117 ppm in the late dolomites, respectively) is compatible with the Na concentration mixing-zone, and burial dolomites, respectively. The investigated dolomites exhibit -0,17 ile -3,70 PDB in δO^{18} values relative to their δC^{13} values (+1,56 ile +2,99 PDB) in the early diagenetic dolomites. The late diagenetic dolomites display -4,13 ile -5,83 PDB in δO^{18} values relative to their δC^{13} values (-0,37 ile -1,63 PDB). Most of the Kızılören Formation dolomite samples show similar characteristics to the original limestone in terms of rare earth elements. However, an example shows enrichment, and a few examples shows reducing. The negative Ce anomalies observed in most of the examples are suggested to dolomitization in oxidized conditions, but a few examples showing the positive anomalies indicate to dolomitization in reduced circumstances. In addition, all samples of the Kızılören Formation dolomites are showed positive Eu anomalies that this is suggested reducing conditions and/or hydrothermal effect.

Observed Mo/U, Ni/Co, V/Cr and U/Th ratios in the Kızılören Formation carbonates are showed from the oxic to anoxic conditions.

As a result, features of the Kızılören Formation dolomites have been formed as early diagenetic at marine-meteoric mixing environment with shallow burial, and as the late diagenetic at the medium-deep burial depths.

Keywords: Sedimentology, Dolomite, Geochemistry, Isotope, Kızılören, Konya

ÖNSÖZ

Bu çalışmada Konya ilinin kuzeybatısında yer alan Ardıçlı Köyü dolayındaki Üst Triyas – Alt Jura yaşlı Kızılören formasyonu dolomitlerinin sedimentolojik ve petrografik özelliklerinin araştırılması, kimyasal ve izotop kimyası ile oluşumlarının modellenmesi amaçlanmıştır.

Tez çalışmam süresince değerli bilgi ve tecrübeleriyle bana yol gösteren, gerekli araştırma ve geliştirme çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen Sayın Yrd. Doç. Dr. Ali Müjdat ÖZKAN'a ve Selçuk Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünün değerli öğretim elemanlarına, teşekkürü bir borç bilirim.

Bu çalışma Selçuk Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğünce 12201087 no'lu projeye desteklenmiştir. Desteklerinden dolayı S.Ü. B.A.P. Koordinatörlüğüne teşekkür ederim.

Ayrıca bana her zaman moral veren, destek olan değerli aileme sonsuz teşekkür ederim.

Levent Kenan KİBAR
KONYA-2015

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iv
ABSTRACT.....	v
ÖNSÖZ	vi
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı	1
1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması.....	1
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI	3
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	6
4. STRATİGRAFİ.....	7
5. SEDİMANTOLOJİ.....	10
5.1. Petrografi.....	11
5.2. Karagüney Tepe Ölçülü Stratigrafi Kesitinden (A) Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	11
5.3. Doğudağ Ölçülü Stratigrafi Kesitinden (B) Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	22
5.4. Sarıbayır Sırtı Ölçülü Stratigrafi Kesitinden (C) Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	34
6. JEOKİMYA	43
6.1. Ana Element Jeokimyası	47
6.2. Eser ve İz Element Jeokimyası.....	48
6.3. Duraylı İzotop Jeokimyası	55
7. TARTIŞMA.....	58
7.1. Petrografik Yorumlar.....	58
7.2. Jeokimyasal Yorumlar	62
7.3. Dolomitleşme Modeli	71
8. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	80
8.1. Sonuçlar	80
8.2. Öneriler.....	81
KAYNAKLAR	82
ÖZGEÇMİŞ	94

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmayla Konya ilinin batısındaki Ardıçlı Köyü ve çevresinde yer alan Üst Triyas – Alt Jura yaşlı Kızılören formasyonu dolomitlerinin sedimantolojik ve petrografik özelliklerinin araştırılması, jeokimyasal ve izotop jeolojisi ile oluşumlarının modellenmesi amaçlanmıştır. İnceleme alanında ayrıntılı jeolojik çalışma Eren (1996) tarafından yapılmış fakat Kızılören formasyonu karbonatları detaylı olarak çalışılmamıştır.

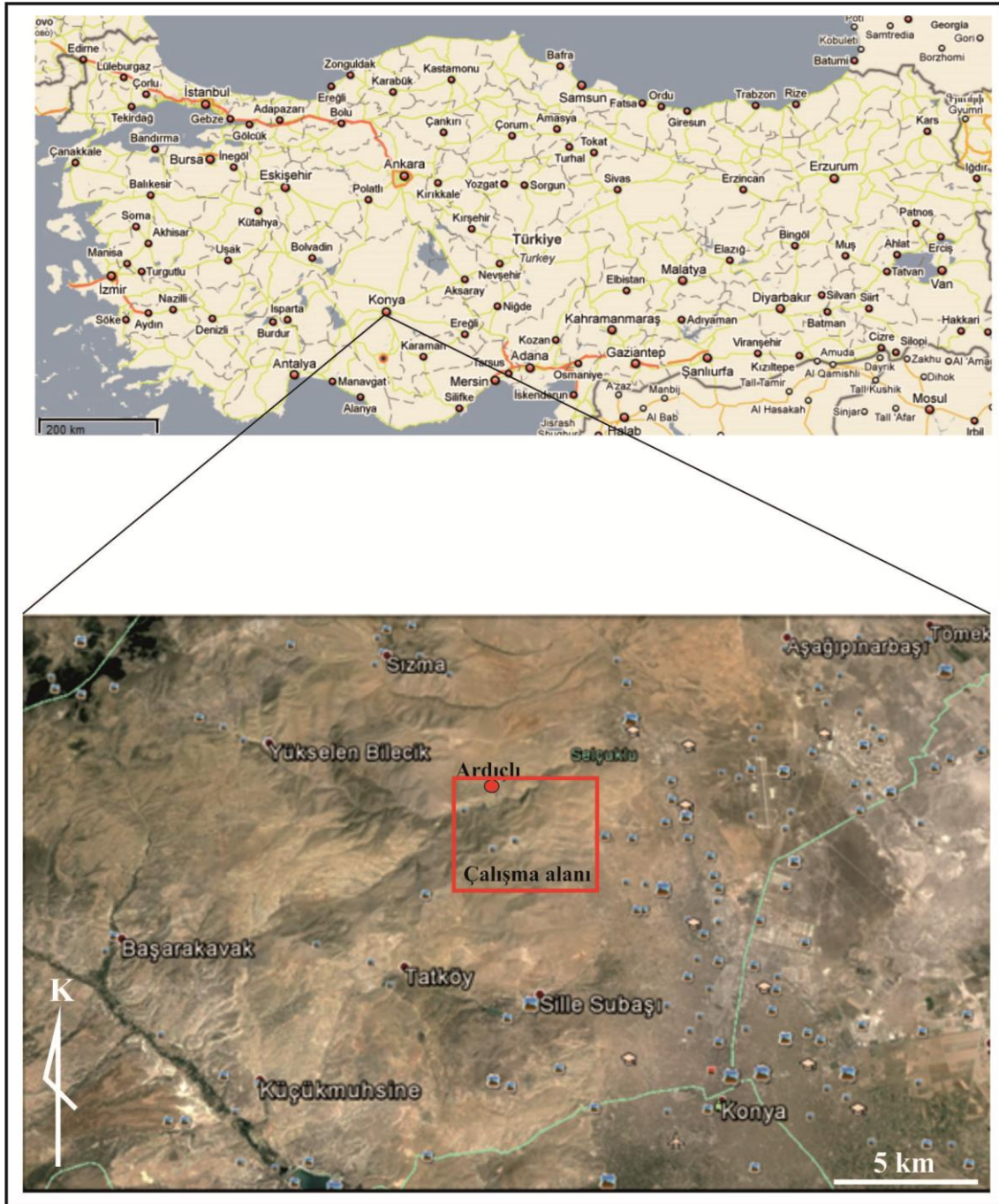
1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması

İnceleme alanı Konya ilinin kuzeybatısında bulunan Ardıçlı Köyü ve çevresini kapsamaktadır (Şekil 1.1). İnceleme alanı 1/25.000 ölçekli Konya M28 b₁ ve Ilgın L28 c₃ paftalarının 36 km²'lik bir alanını kapsamaktadır.

Çalışma alanının geneli engebeli olup, bölgenin önemli yükseltileri, Takkalı Tepe (1646 m), Elmakaş Tepe (1590 m), Pinaningedik Tepe (1560 m), Kocaderebaşı Tepe (1553 m), Kinlik Tepe (1539 m), Kızıl Tepe (1433 m), Karagüney Tepe (1426 m), Hüyükçe Tepe (1412 m), Eşekbeleni Tepe (1410 m), Yayla Tepe (1380 m), Yıkılğan Tepe (1370 m) ve Doğudağ (1288 m) şeklindedir. Akarsu bakımından fakir olan inceleme alanında bulunan küçük dereler yaz mevsiminde kuru olup, kış ve bahar mevsimlerinde suludur.

Bölgenin iklimi İç Anadolu bölgesinin karakteristik karasal iklim özelliklerini göstermektedir. Yazları sıcak ve kurak, kışları soğuk ve yağışlıdır. Kış aylarında yağışlar genellikle kar şeklindedir. Bahar mevsimlerinde bölge bol yağmur alır. Gece ve gündüz arasında büyük ısı farkı vardır. Bölgede iklim koşulları bakımından, Mayıs ve Ekim ayları arasında arazi çalışması yapmak daha uygun olmaktadır. Bitki örtüsü bölgenin iklim şartlarına uygun olarak sınırlı yeşil alanlar bulundurmamaktadır. Bölge, bitki örtüsü bakımından fakirdir.

Yöre halkı geçimini hayvancılık ve tarımcılıkla sağlamaktadır.



Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası

2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

Varol (1992), Doğu Toroslar'da Geyikdağı birliğine ait Orta Devoniyen yaşlı (Şafaktepe formasyonu) dolomitlerin petrografisi ve kökeni üzerine yaptığı çalışmada dolomitlerin *Amphipora*'lı resifal kireçtaşlarıyla birlikte ostrakod ve alg laminalı kireçtaşlarının dolomitleşmesiyle oluştuğunu belirtmiştir. Araştırmacı laminalı, homojen, bantlı (zebra dokulu) ve benekli olmak üzere farklı dolomit tiplerinin bulunduğunu; bu dolomitlerin erken ve geç olmak üzere iki farklı diyajenetik evrede meydana geldiklerini; erken diyajenetik olanların gelgit düzlüğü karışım zonunda (tatlı su - deniz suyu) dolomitleştiğini; geç diyajenetik dolomitlerin (epijenetik dolomitler) ise öncekilere göre daha iri kristalli olduğunu ve yüksek sıcaklık koşullarında geliştiklerini ifade etmiştir.

Tekin ve Sarı (2002), Beyşehir (Konya) yöresinde yaptıkları microtextural characteristics and origin of dolomites in the Tepearası Formation konulu çalışmalarında Geyikdağı Grubuna ait Dogger yaşlı, egemen olarak masif kireçtaşı ve grimsi dolomitlerden oluşan litolojileri petrografik olarak; homojen, benekli (sadle-kristalin) ve çatlak dolgusu dolomitlerin erken ve geç diyajenetik olarak iki farklı safhada oluştuğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, erken diyajenetik dolomitlerin aşırı tuzlu (Mg'ca zengin) ve tatlı su karışım zonu kontrolünde oluştuğunu, geç diyajenetik dolomitlerin ise kısmen tektonik etki kontrolünde geliştiğini ifade etmişlerdir.

Ayyıldız ve ark. (2004), "Water circulation near the mixed-water and microbiologic activity of the mesozoic dolomite sequence, and example from the Central Taurus, Turkey" konulu çalışmalarında Jurasik – Alt Kretase yaşlı masif kireçtaşı tabakaları ile kireçtaşı arakatlı ince dolomit tabakalarını tanımlamışlardır. Araştırmacılar, petrografik olarak dolomitleri; Tip 1) mimetik replaseli dolomikrit olarak oluşan dolomit, Tip 2) boşluk içinde temiz kenar ve bulanık merkezli dolosparit, Tip 3) mikritik matris içinde saçılmış planar-e dokulu dolomitler, Tip 4) koyu zeminde açık renkli dolomit kristallerinin zonları şeklinde bulunan benekli dolomit ve Tip 5) çatlak ve boşluk dolgusu dolomit (zonlu dolomit ve sadle dolomit) şeklinde olduklarını belirtmişlerdir. Araştırmacılar, petrografik ve izotopik özelliklerin dolomitleşme sıvılarının deniz seviyesindeki değişimlerle ilişkili değişken denizel ve tatlı su karışımından oluştuğunu; Jurasik dolotaşı fasiyesleri içerisinde bakteriyal aktivite izlerinin olduğunu vurgulamışlardır.

Eren ve ark. (2007), Aydıncık dolayında yaptıkları çalışmada Alt Liyasik yaşlı dolomitleri incelemişler ve bu dolomitlerin peritidal ortamda çökelen karbonatların erken ve geç safha dolomitizasyona uğrayarak üç tip dolomitin geliştiğini ifade etmişlerdir. Araştırmacılar petrografik olarak belirledikleri üç tip dolomiti: (1) çok ince – ince kristalin dolomit, (2) iri kristalin dolomit ve (3) dolomit çimento (boşluk dolgusu ve iri kristalli rim çimento) şeklinde olduklarını belirtmişlerdir. Araştırmacılar ayrıca, birinci tip dolomitlerin peritidal sedimentlerin sinsedimanter olarak deniz suyundan oluşan erken safha dolomitleşmesini karakterize ettiğini, ikinci tip dolomitlerin artan gömülmeyle yaklaşık 50 °C de birinci tip dolomitlerin rekristalizasyonundan oluştuğunu, üçüncü tip dolomitlerin ise aynı dolomitleşme sıvısından çimento şeklinde oluştuğunu vurgulamışlardır.

Özkan ve Dinç (2008), Konya ilinin güneyinde bulunan Hadim ilçesinin çevresinde yaptığı çalışmada, Hacıalabaz kireçtaşına ait dolomitlerin (Üst Jura) petrografik ve jeokimyasal açıdan sedimanter özelliklerini detaylı şekilde incelemişlerdir. Araştırmacılar, dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşından oluşan birimin altta mikritik ara düzeyler içeren gri, koyu gri renkli, orta – kalın tabakalanmalı, şeker dokulu dolomitik kireçtaşları ile başladığını, üste doğru gri renkli, orta tabakalanmalı kireçtaşlarına geçtiğini belirtmiştir. Ayrıca daha üstlerde ise koyu gri renkli, orta – kalın tabakalı, bazı düzeylerde breşik görümlü kireçtaşı ve dolomitleşmiş ara düzeylerle istifin devam ettiğini açıklamışlardır. Araştırmacılar, Hacıalabaz kireçtaşının uzun bir karasallaşma döneminden sonra transgresyon yapan bir denizde, doğrudan karbonat sedimantasyonu şeklinde çökelmeye başladığını ve sığ karbonat platform ortamında (gelgit içi – gelgit altı ve sınırlanmış lagün) çökelen Hacıalabaz kireçtaşlarında *Clypeina jurassica*, *Cambelliella striata*, *Salpingoporella* sp. gibi yeşil alg ve *Valvulina lugeoni*, *Kurnubia* cf. *palastiniensis*, *Valvulina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Siphovalvulina* sp., *Haurania* sp., Miliolidae gibi foraminifer fosilleri bulunduğunu belirtmişlerdir.

Ghienne ve ark. (2010), yaptıkları çalışmada güney (Toros Zinciri ya da Toridler) ve güneydoğu (Arap Levhası'nın kenar kıvrımları) Türkiye'deki Kambriyen - Ordovisiyen istiflerinin hemen hemen tümüyle korunduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar ana trasgresif olaylarla ve bunu izleyen şelf ilerlemelerine göre dört ana sedimanter istif bulunduğunu söylemişlerdir. Araştırmacılar, 2000 metre kalınlığındaki Erken Pleozoyik istifinin gelişiminin; (1) kratonik platform rejiminin başlangıç evresinde flüvyal ve volkanik, (2) stabil denizel platform gelişim evresinde karbonatlar

ve fırtına etkisinde gelişmiş klastikler, (3) tektonik duraysızlık evresinde buzul - denizel çökellerin alt bölümü ve (4) buzullaşma evresinde buzul - denizel çökeller şeklinde geliştiğini ifade etmişlerdir.

Dinç (2010), Kasımlar çevresindeki (Isparta) Üst Triyas yaşlı Mentеше dolomitlerinin Sedimantolojik ve jeokimyasal incelemesi konulu çalışmada Mentеше dolomitlerinin açık gri – koyu gri, siyah renkli, masif yapılı, kalın tabakalı, çatlaklı, yer yer breşik yapılı ve bazı seviyelerde kireçtaşı aralanmalı olduğunu belirtmiştir. Araştırmacı Mentеше dolomitlerini petrografik olarak, 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 fasiyesleri şeklinde tanımlamıştır. Ayrıca araştırmacı, Mentеше dolomitlerinin periferel ortamda oluşan erken (karışım zonu) ve sığ gömülme ortamında geliştiğini ifade etmiştir.

Özkan ve Elmas (2012), “Petrographic and Geochemical Characteristics of the Kızıloren Formation (Upper Triassic-Lower Jurassic) in the Akpınar (Konya, Turkey) Area” isimli yaptıkları çalışmada Kızıloren formasyonu dolomitlerinin kalsiyumca zengin non-stoikiyometrik dolomitler olduğunu ve erken diyajenetik dolomitlerin karışım zonunda geliştiğini, geç diyajenetik dolomitlerin ise sığ – derin gömülme ortamında geliştiğini havzasal tuzlu sulardan geliştiğini ifade etmişlerdir.

Özkan (2014), inceleme alanının kuzeyinde Söğütözü - Ladik (Konya) ilçesinin çevresinde yer alan Silüriyen – Alt Karbonifer yaşlı Bozdağ formasyonu dolomitleriyle ilgili yaptığı çalışmada dolomit tiplerini (1) dolomikrit, (2) mikritik matris içersinde saçınımlı özşekilli dolomitler, (3) çatlak ve boşluk dolgusu dolomit ve (4) sitilolitik dolomit şeklinde tanımlamış ve resifal kompleks niteliğindeki Bozdağ formasyonu dolomitlerinin kısmen evaporatif, bir miktar meteorik su etkili değişmiş deniz suyundan orta-derin gömülme ortamında yükseltilmiş sıcaklıklarda geç diyajenetik olarak oluştuğunu; didolomitleşmenin de gömülme sonrası yüzeyleme (telodiyajenez) esnasında, sığ gömülme ortamında oksitleyici meteorik suların etkisiyle geliştiğini belirtmiştir.

Özkan ve Mutlu (2015), “Beyreli - Çamiçi (Hadim-Konya) Dolayındaki Jura Yaşlı Dedebele Formasyonu Dolomitlerinin Sedimantolojik ve Jeokimyasal İncelenmesi” konulu çalışmalarında Orta Toroslarda bulunan Jura yaşlı Dedebele formasyonunun kireçtaşı, çamurtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomitten oluştuğunu, mikrofasiyeslerinin vaketaşı, istiftaşı, kristalin kireçtaşı ve dolosparit şeklinde olduğunu

ve Dedebelemi formasyonuna ait dolomitler sıg gömölme ortamında erken diyajenetik ve orta gömölme ortamında geç diyajenetik olarak oluştuğunu ifade etmişlerdir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanın genel jeolojik ve tektonik özellikleri Eren (1996) tarafından incelenmiştir. Ancak inceleme alanında bulunan Kızılören formasyonu karbonatlarının sedimantolojik özellikleri detaylı olarak incelenmemiştir. Bu çalışmada Üst Triyas – Alt Jura yaşlı Kızılören formasyonu karbonatlarının sedimantolojik özellikleri detaylı olarak çalışılmıştır.

Çalışma sırasında kullanılan 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası, Eren'den (1996) değiştirilerek alınmıştır. Çalışma alanından 3 adet ölçülü stratigrafi kesiti ölçülmüş ve toplam 36 adet el örneği derlenerek ince kesitleri yaptırılmıştır. Yaptırılan ince kesitler üzerinde dolomit ve kalsiti ayırmak için alizerin red-S testi uygulanmıştır. Dolomit örneklerinin kristal boyu sınıflaması Folk'a (1962) göre yapılmıştır.

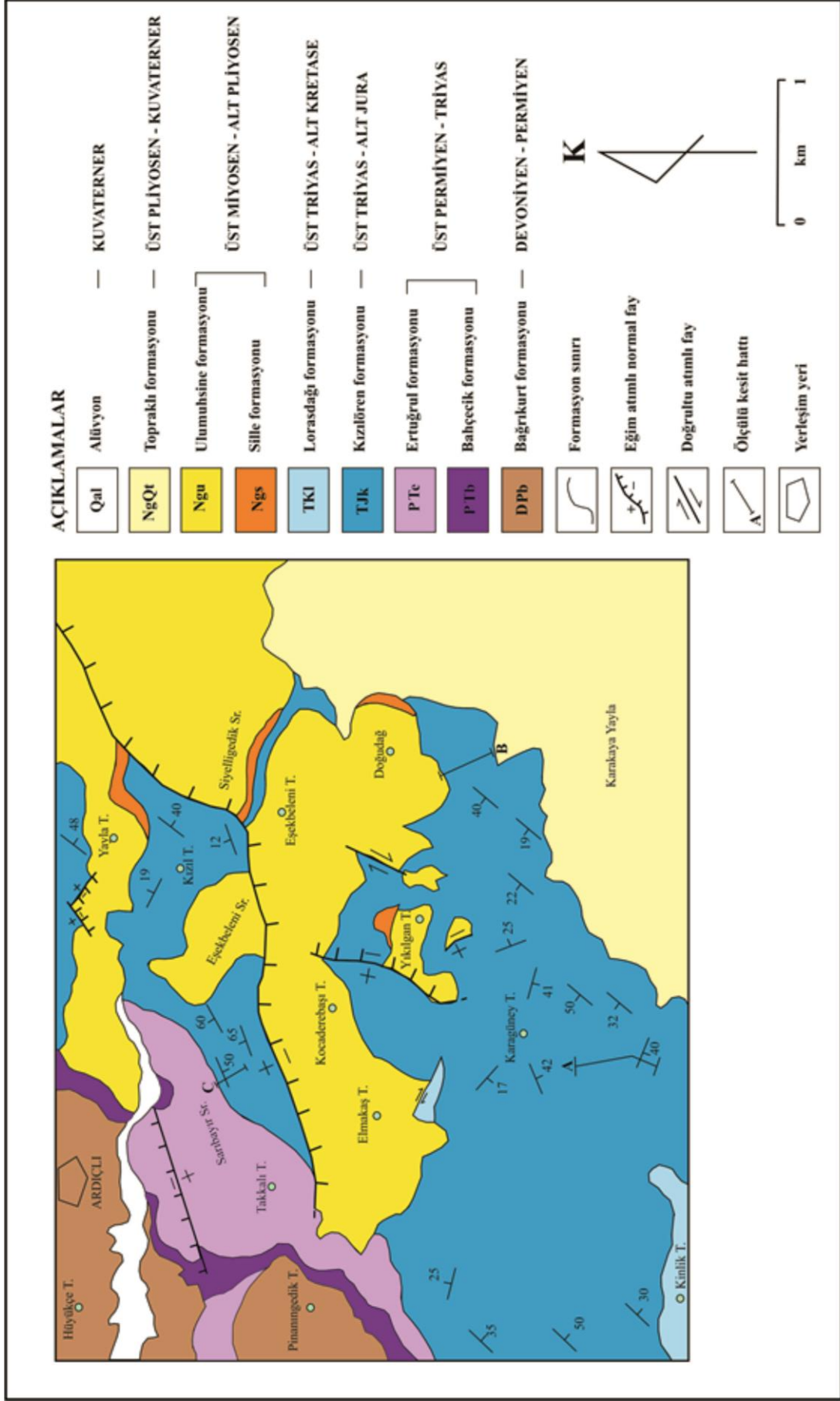
20 adet örnek kimyasal analiz (ana, iz, nadir toprak) için Kanada'daki ACME analitik laboratuvarına gönderilerek ICP-ES ve ICP-MS aletlerinde okumaları yaptırılmıştır. Yine bu 20 adet örneğin izotop (δO^{18} , δC^{13}) analizinin yaptırılması için Amerika'daki Kaliforniya Üniversitesi UCD Stable Isotope Labaratuvarına gönderilerek SIRA-10 Mass Spectrometer aletinde okumaları yaptırılmıştır. 3 adet dolomit örneğinin Selçuk Üniversitesi ARGE laboratuvarında taramalı elektron mikroskobunda (SEM) incelemesi yapılmıştır.

4. STRATİGRAFİ

İnceleme alanının yakın çevresinin stratigrafisi Eren (1996) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmıştır (Şekil 4.1, 4.2). Stratigrafik olarak inceleme alanındaki en yaşlı birim Devoniyen - Permiyen yaşlı şist, fillit, metakumtaşı, metakonglomera, metakuvarsit, metaçört, kristalize kireçtaşı ve mermerden oluşan Bağrıkurt formasyonudur. Bağrıkurt formasyonu üzerine uyumsuz olarak Üst Permiyen - Triyas yaşlı metakonglomera, metakumtaşı ve fillitden oluşan Bahçecik formasyonu gelir. Bahçecik formasyonu üzerine uyumlu olarak Üst Permiyen - Triyas yaşlı, metakarbonat, fillit ve metakumtaşından oluşan Ertuğrul formasyonu gelmektedir. Ertuğrul formasyonu üzerine uyumlu olarak Üst Triyas – Alt Jura yaşlı dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşlarından yapıli Kızılören formasyonu gelmektedir. Kızılören formasyonu üzerinde yanal – düşey geçişli olarak Üst Triyas – Alt Kretase yaşlı rekristalize kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşından ibaret Lorasdağı formasyonu yer almaktadır. Lorasdağı formasyonu üzerine uyumsuz olarak Üst Miyosen – Alt Pliyosen yaşlı konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan Sille formasyonu gelmektedir. Sille formasyonu üzerinde uyumlu olarak Üst Miyosen – Alt Pliyosen yaşlı stromatolitik kireçtaşı, killi kireçtaşı, kireçtaşı, marn, dolomit, konglomera ve kumtaşından oluşan Ulumuhsine formasyonu bulunmaktadır. Ulumuhsine formasyonu üzerine uyumsuz olarak Üst Pliyosen – Kuvaterner yaşlı Konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ar dalanmasından ibaret Topraklı formasyonu gelmektedir. Kendisinden yaşlı tüm formasyonlar üzerinde ise Kuvaterner yaşlı alüvyonlar uyumsuz olarak yer almaktadır (Şekil 4.1, 4.2).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	Kuvaterner		Alüvyon	20		Çakıl, kum, silt, kil. Uyumsuzluk
	Kuvaterner Neojen-	-Kuvaterner Üst Pliyosen	Topraklı	70		Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı. Uyumsuzluk
	Neojen	-Alt Pliyosen Üst Miyosen	Ulumuhsine	300		Stromatolitik kireçtaşı, killi kireçtaşı, kireçtaşı, marn, dolomit, konglomera, kumtaşı.
			Sille	135		Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı. Uyumsuzluk
MESOZOYİK	-Kretase Triyasik	-Alt Kretase Üst Triyasik	Lorasdağı	400		Rekristalize kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı.
	-Jurasik Triyasik	-Alt Jurasik Üst Triyasik	Kızılören	250		Dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı.
	Permiyen-Triyasik	Üst Permiyen-Triyasik	Ertuğrul	100		Metakarbonat, fillit, metakumtaşı.
PALEOZOYİK	Permiyen	Üst Permiyen	Bahçecik	350		Metakonglomera, metakumtaşı, fillit. Uyumsuzluk
	Devoniyen-Alt Permiyen Devoniyen-		Bağrıkurt	800		Şist, fillit, metakumtaşı, metakonglomera, metakuvarsit, metaçört, kristalize kireçtaşı, mermer.

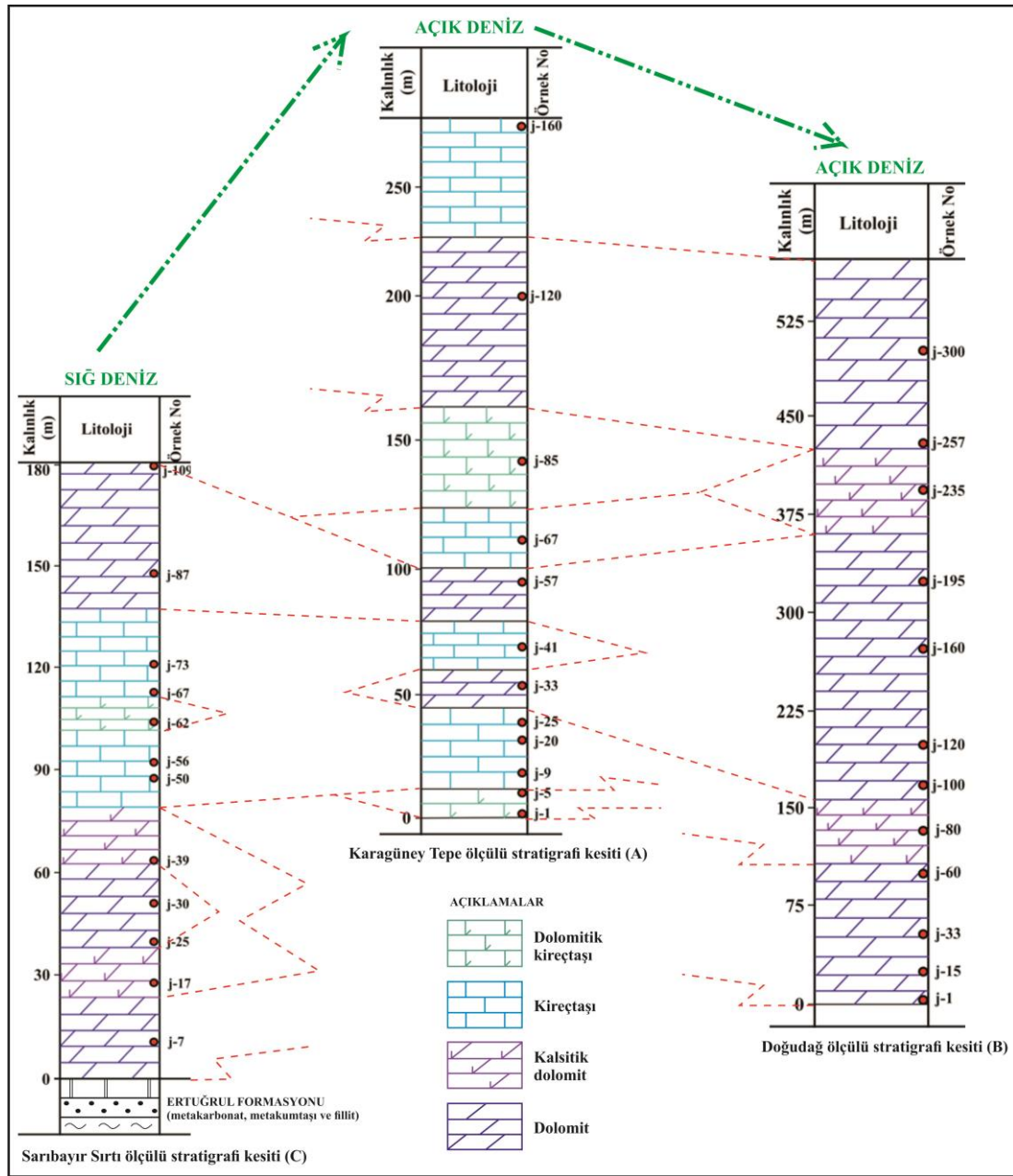
Şekil 4.1 İnceleme alanının stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz; Eren'den, 1996 değiştirilerek)



Şekil 4.2. İnceleme alanının jeolojik haritası (Eren, 1996'dan değiştirilerek)

5. SEDİMANTOLOJİ

Kızıllören formasyonundan 3 noktadan ölçülü stratigrafi kesiti alımı yapılmış (Şekil 4.2) ve korele edilmiştir (Şekil 5.1). Yapılan ölçülü stratigrafi kesitleri aşağıda tek tek irdelenmiştir. Ölçülü stratigrafi kesitlerinde kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kalsitik dolomit olmak üzere 4 adet litofasiyes tanımlanmıştır.



Şekil 5.1. Konya kuzeybatısındaki Kızıllören formasyonu ölçülü stratigrafi kesitleri korelasyonu

5.1. Petrografi

Kızılören formasyonu dolomitleri petrografik özelliklerine göre: (1) unimodal, çok ince – ince kristalin planar-s (subhedral) mozayik dolomit, (2) orta – iri kristalli planar-e (öhedral) mozayik dolomit, (3) orta kristalli planar-e (öhedral) replase dolomit, (4) unimodal, orta – iri kristalli non-planar-s-a (subhedral-anhedral) mozayik dolomit, (5) ince kristalli planar-e-s (öhedral-subhedral) mozayik dolomit, (6) polimodal planar-e-s (öhedral-subhedral) mozayik dolomit, (7) iri – çok iri kristalli non-planar-c (çimento) sadle dolomit ve (8) mikrobreşik dolomit şeklinde tanımlanmıştır.

5.2. Karagüney Tepe Ölçülü Stratigrafi Kesitinden (A) Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

Karagüney Tepe lokasyonundaki karbonatlar tabanda dolomitik kireçtaşı ile başlamakta orta kesimlerde kireçtaşı – dolomit ardalanması şeklinde devam etmekte ve dolomitik kireçtaşından sonra üstte doğru dolomit olarak devam edip en üstte kireçtaşı ile sonlanmaktadır (Şekil 5.2). Siyah – koyu gri renkli Kızılören formasyonu karbonatları orta – çok kalın tabakalıdır (Şekil 5.3-5). Bu kesitten alınan numunelerin mikroskopik özellikleri göz önünde tutularak Dunham (1962) sınıflamasına göre dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı (çamurtaşı), dolomiksparit, dolosparit ve kristalin kireçtaşı oldukları gözlenmiştir (Çizelge 5.1).

İnce kesitlerde mikrodan iriye değişen boyutlarda, özşekilli - yarı özşekilli ve özşekilsiz tane şeklinde idiyotopik, hibidiyotopik ve ksenotopik dokulu dolomit kristalleri görülmektedir (Çizelge 5.2). Petrografik inceleme sonucu, ince-çok ince kristalli dolomitler (Şekil 5.6; df-1), kalsit çimentolu breşik dolomitler (Şekil 5.7; df-8), ince – iri kristalli (polimodal, Şekil 5.8; df-6) kirli, özşekilli ve yarıözşekilli dolomit romboederleri, orta kristalli, özşekilli replase dolomit (Şekil 5.9; df-3), yarıözşekilli, ince – çok ince kristalli dolomitler (Şekil 5.10; df-1), yarıözşekilli - ksenotopik, orta – iri kristalli ve çoğunlukla kirli dolomitler (Şekil 5.11; df-4), ince kristalli dolomitik kireçtaşı (Şekil 5.12) ve kristalin kireçtaşı (Şekil 5.13) şeklinde oldukları gözlenmiştir.

Karagüney Tepe ölçülü stratigrafi kesitin'den alınan bir örnekten (A-33) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu ince – orta kristalli yarı özşekilli dolomit kristalleri ve EDX diyagramı görülmektedir (Şekil 5.14, 5.15).

Koordinatlar		Başlangıç		Bitiş		Pafta No	Konya M28-b2
		x	42.03.92	x	42.02.275	İl	Konya
		y	4.51.125	y	4.51.160	İlçe	Selçuklu
		z	1190	z	1325	Mevkii	Karagüney T.
Yaş	Formasyon	Kalınlık (m)	Litoloji	Örnek No	Açıklamalar		
Üst Triyas - Alt Jura	Kızılören	250		A-160	Kireçtaşı		
		200		A-120	Dolomit		
		150		A-85	Dolomitik kireçtaşı		
		100		A-67	Kireçtaşı		
		100		A-57	Dolomit		
		100		A-41	Kireçtaşı		
		50		A-33	Dolomit		
		50		A-25	Kireçtaşı		
		50		A-20	Kireçtaşı		
		0		A-9	Dolomitik kireçtaşı		
0		A-5	Dolomitik kireçtaşı				
0		A-1	Dolomitik kireçtaşı				

Şekil 5.2. Karagüney Tepe ölçülü stratigrafi kesiti (A)



Şekil 5.3. Karagüney Tepe ölçülü stratigrafi kesiti başlangıcında gözlenen dolomitik kireçtaşları (Karagüney Tepe güneybatı eteği)



Şekil 5.4. Karagüney Tepe ölçülü stratigrafi kesiti hattındaki Kızılören formasyonu karbonatlarının görünümü (Karagüney Tepe güneybatı eteği, Kuzey'e bakış)



Şekil 5.5. Karagüney Tepe ölçülü stratigrafi kesiti başlangıcında gözlenen dolomitik kireçtaşları (Karagüney Tepe güneybatı eteği)

Çizelge 5.1: Karagüney Tepe ölçülü stratigrafi kesiti’den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Otokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
A-1	82	18	10	5	-	7	25	53	Dolomitik kireçtaşı
A-5	85	15	5	-	-	-	10	85	Dolomitik kireçtaşı
A-9	92	8	9	-	-	-	7	84	Kireçtaşı
A-20	94	6	7	5	-	-	15	73	Kireçtaşı
A-25	80	20	-	-	-	-	100	0	Dolomitik kireçtaşı
A-33	5	95	-	-	-	-	50	50	Dolomiksparit
A-41	91	9	-	-	-	-	0	100	Çamurtaşı
A-57	8	92	-	-	-	-	90	10	Dolomiksparit
A-67	95	5	-	-	-	-	-	100	Çamurtaşı
A-85	82	18	-	-	-	-	2	98	Dolomitik kireçtaşı
A-120	7	93	-	-	-	-	100	0	Dolosparit
A-160	91	9	-	-	-	-	100	0	Kristalin kireçtaşı

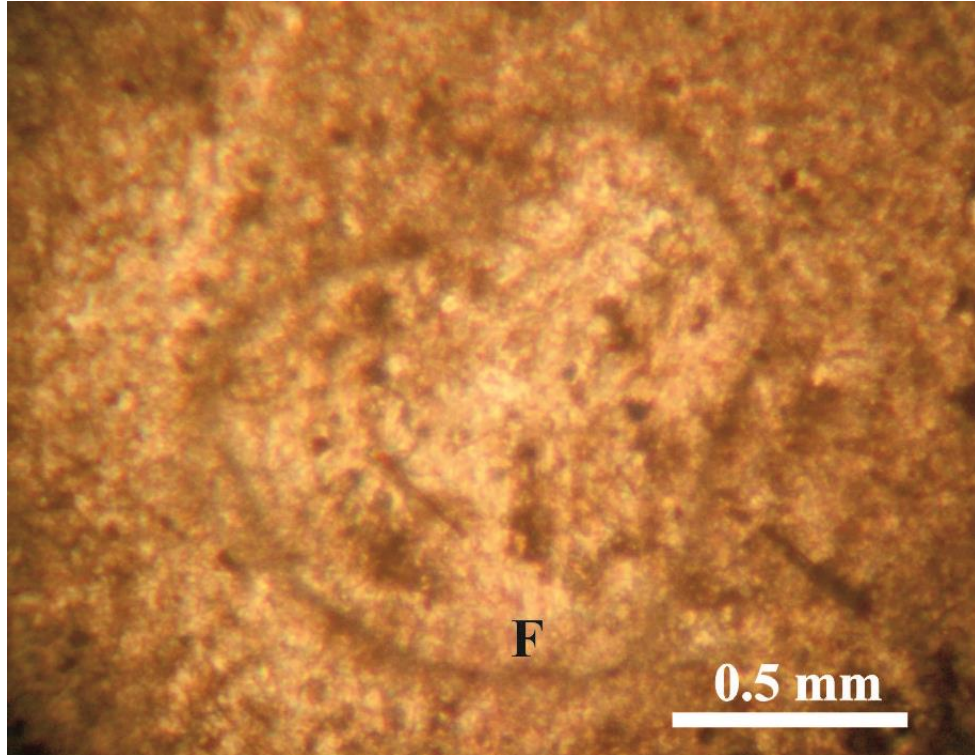
Çizelge 5.2: Karagüney Tepe ölçülü stratigrafi kesiti'nden alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri.

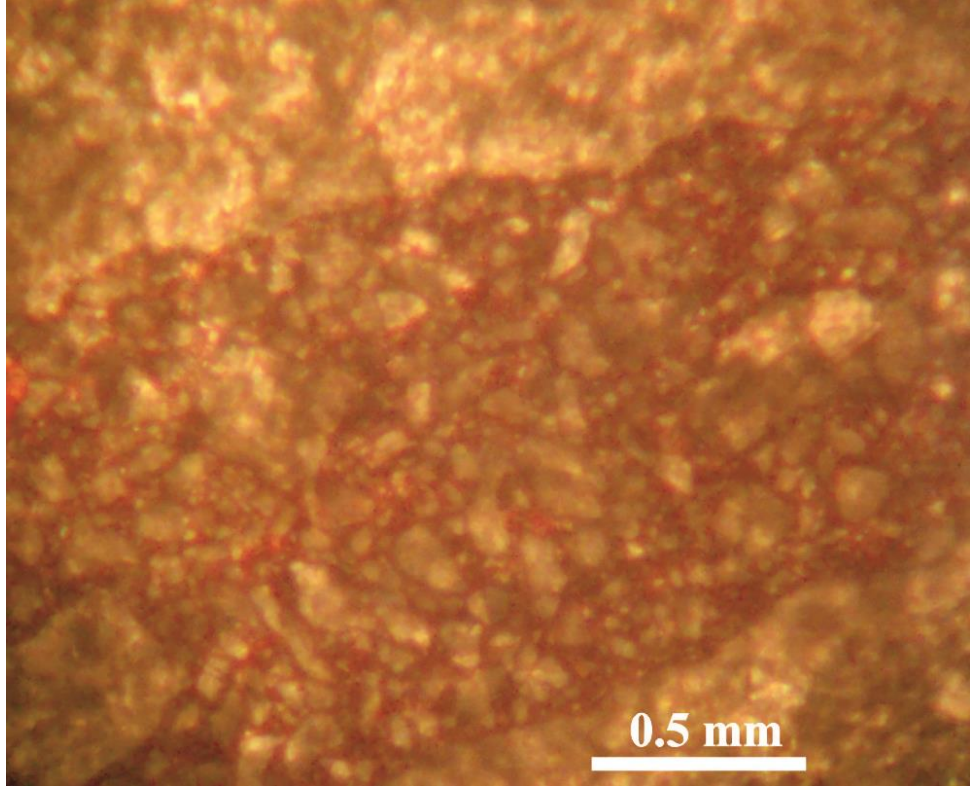
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
A-1	82	18	✓	ince	iyi	✓	✓	✓	Ksenotopik
A-5	85	15	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
A-9	92	8	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
A-20	94	6	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
A-25	80	20	-	ince	iyi	✓	✓	✓	Hipidiyotopik
A-33	5	95	✓	İnce-iri	kötü	✓		✓	Özşekilli
A-41	91	9	✓	ince	iyi	✓		✓	Ksenotopik
A-57	8	92	✓	İnce-iri	kötü	✓	✓	✓	Hipidiyotopik
A-67	95	5	✓	İnce-iri	kötü		✓	✓	Ksenotopik
A-85	82	18	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
A-120	7	93	-	İnce-orta	iyi	✓	✓		Özşekilli
A-160	91	9	-	ince	iyi	✓	✓		Hipidiyotopik

Öz= Özşekilli

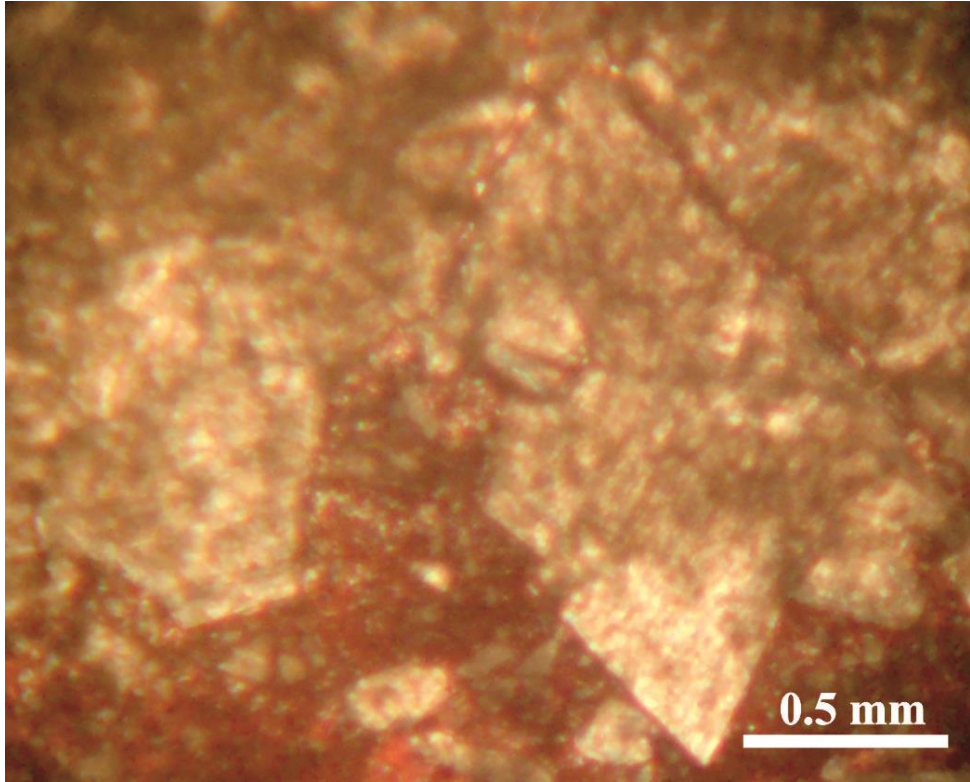
Yö= yarı özşekilli

Ös= Özşekilsiz

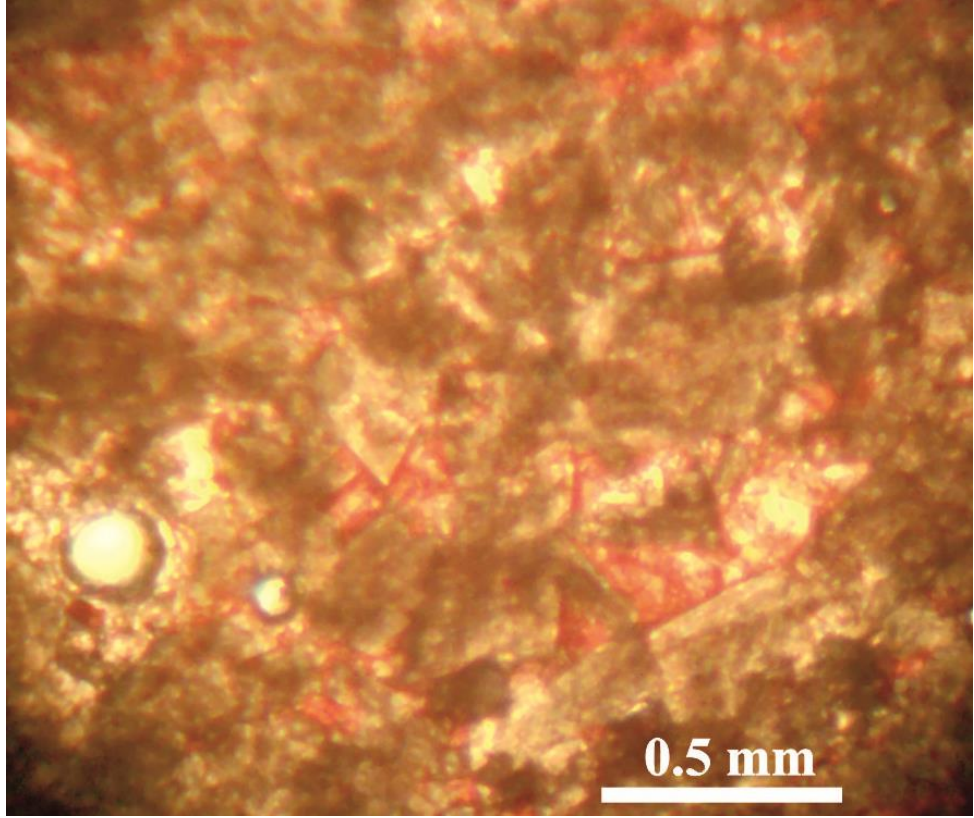
**Şekil 5.6.** Çok ince - ince kristalli, subhedral mozaik dolomit (df-1), fosilli dolomitik kireçtaşı. F: fosil (T.N., Nu:A-1; dolomitik kireçtaşı)



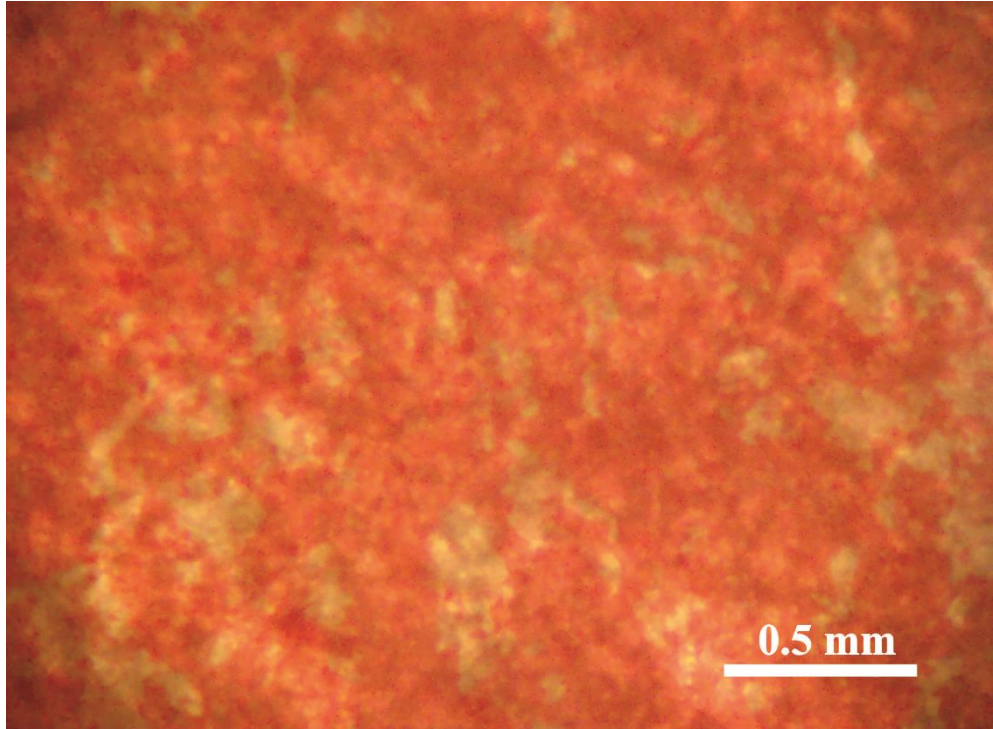
Şekil 5.7. Kalsit çimentolu breşik dolomit (df-8) ve dolomiksparit (df-1) (T.N., Nu: A-57 dolomit)



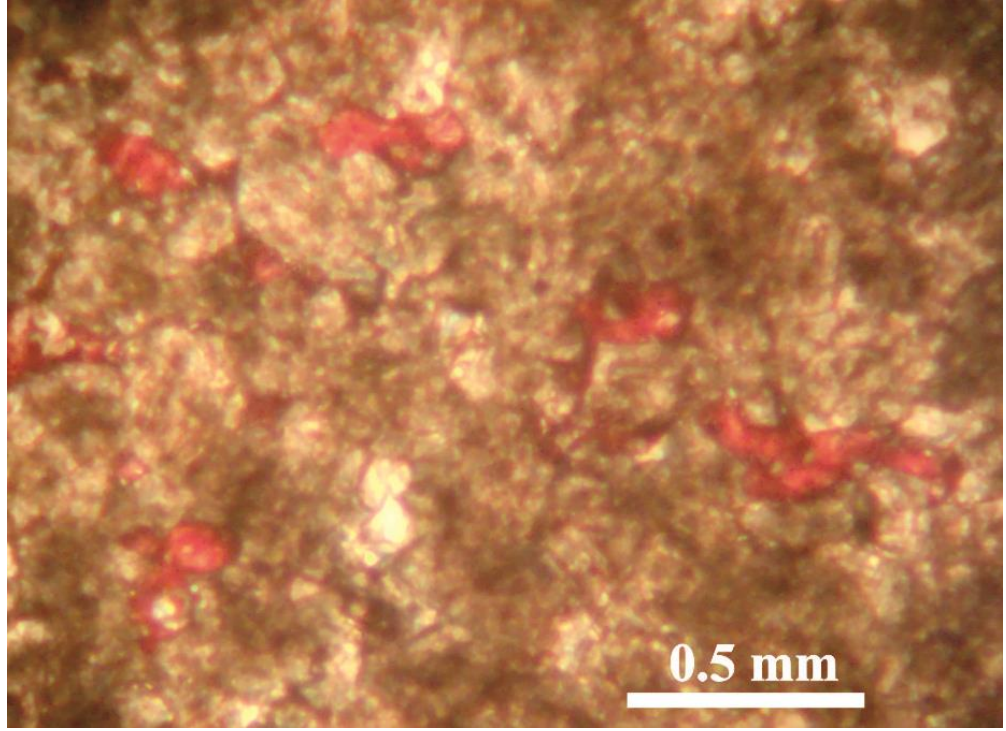
Şekil 5.8. İnce – iri kristalli (polimodal; df-6), özşekilli ve yarıözşekilli dolomit romboederleri (T.N., Nu: A-57 dolomit)



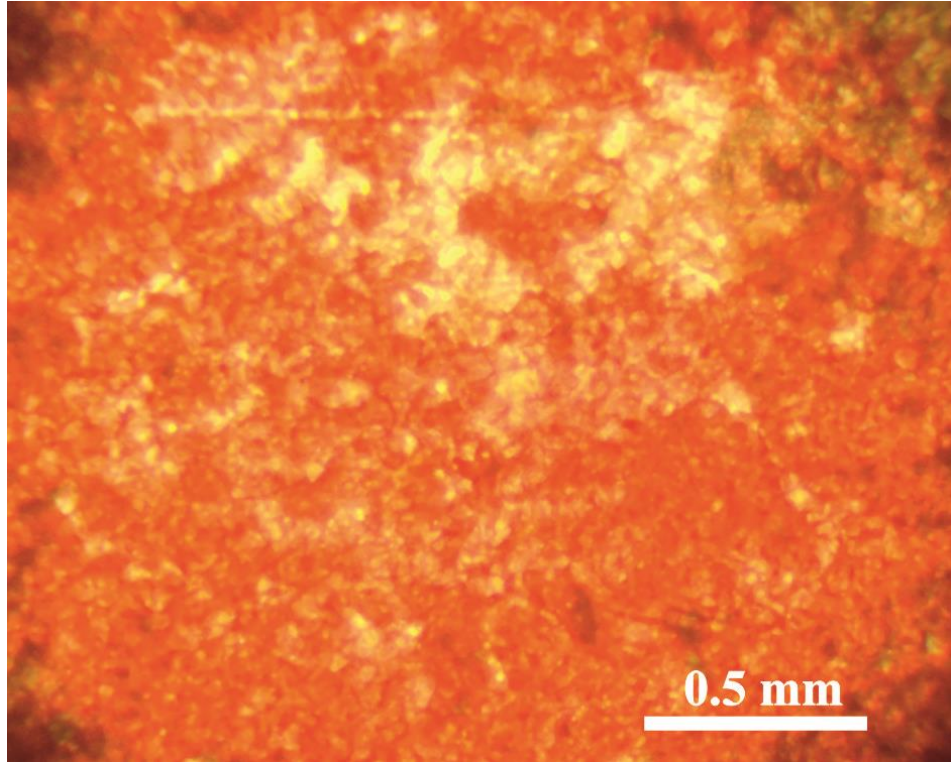
Şekil 5.9. Orta kristalli (df-3), özşekilli replase dolomit romboederleri (T.N., Nu: A-33; dolomit)



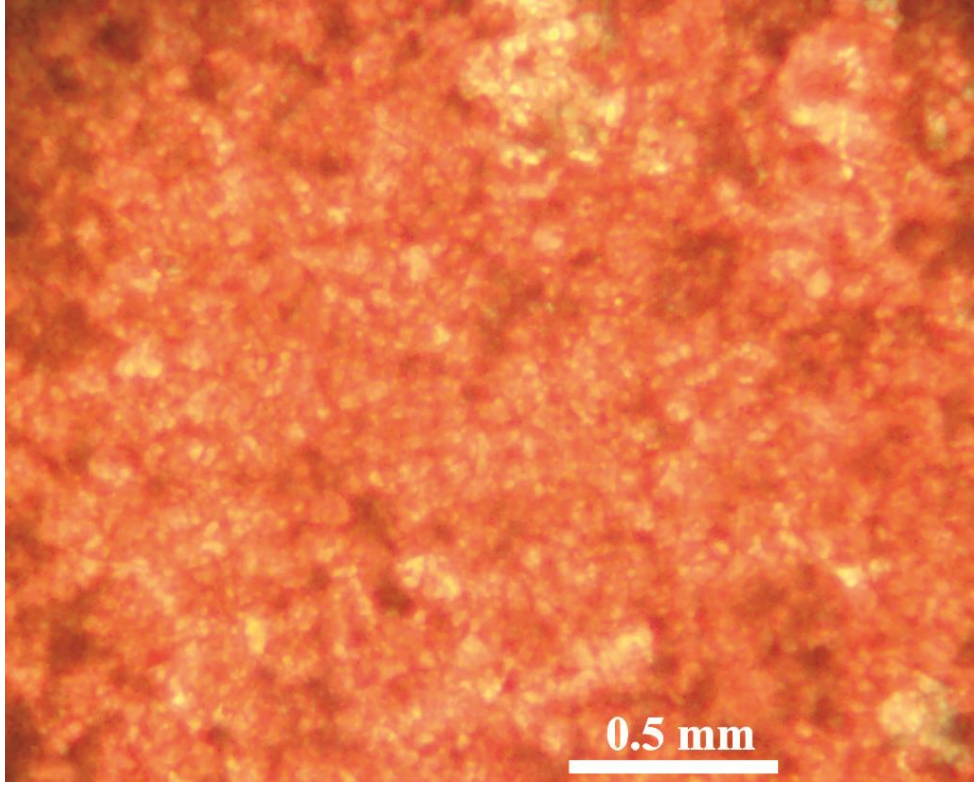
Şekil 5.10. İnce kristalli (df-1), ksenotopik dolomit (T.N., Nu: A-85; dolomitik kireçtaşı)



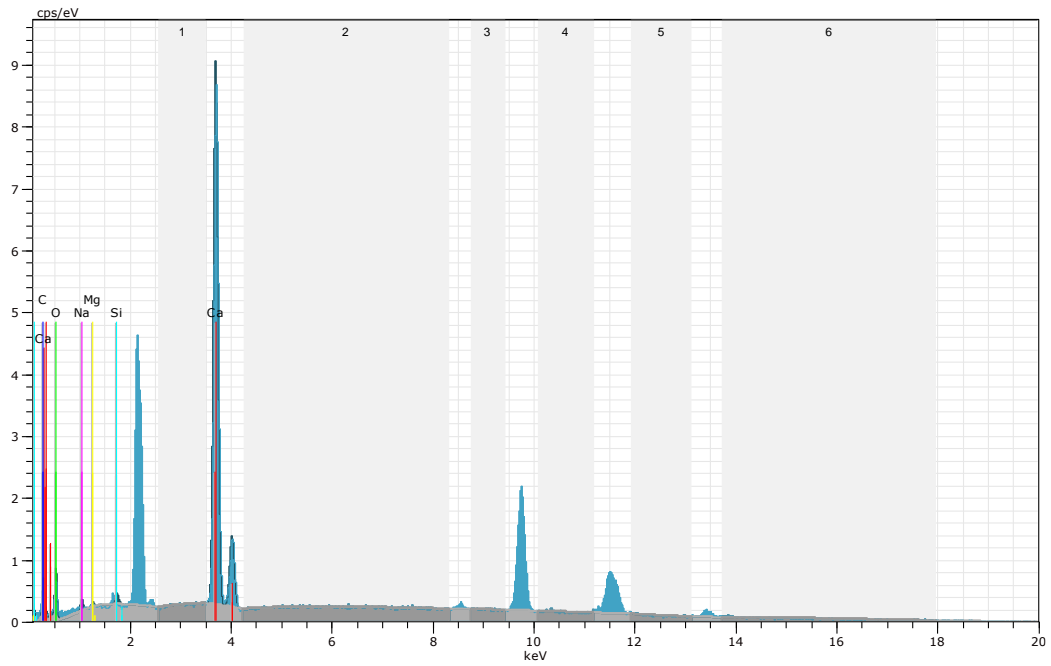
Şekil 5.11. Yarıözşekilli - ksenotopik, orta – iri kristalli (df-4) ve çoğunlukla kirli dolomitler (T.N., Nu: A-120; dolomit)



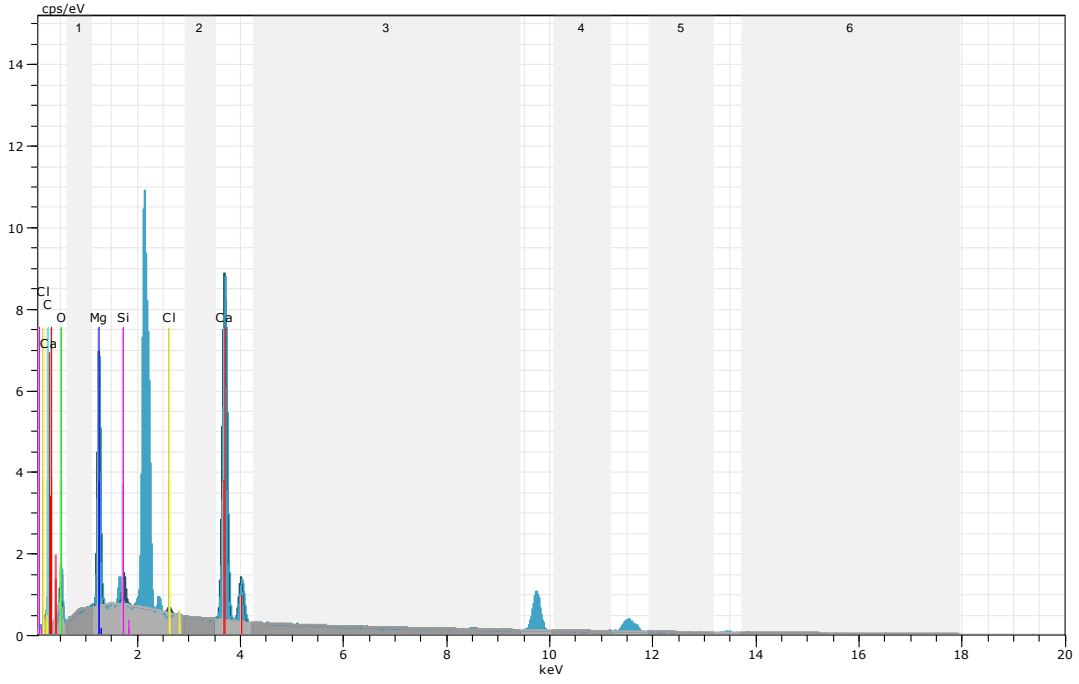
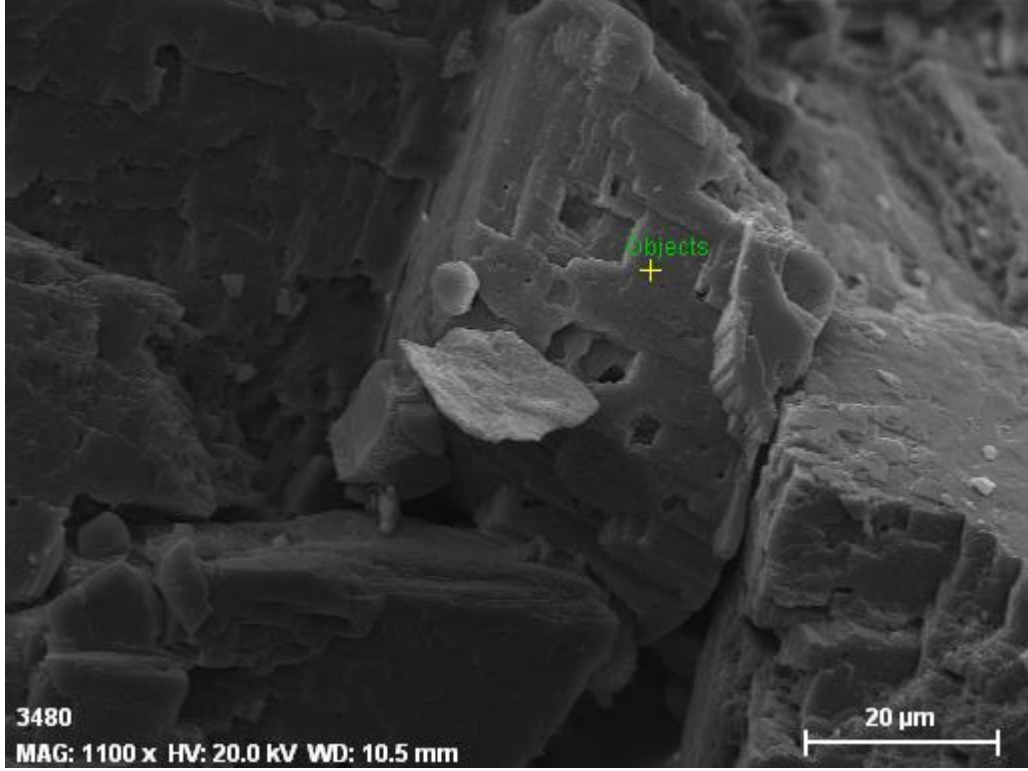
Şekil 5.12. İnce kristalli dolomitik kireçtaşı (T.N., Nu: A-160; kireçtaşı)



Şekil 5.13. Kristalin kireçtaşı (T.N., Nu: A-160; kireçtaşı)



Şekil 5.14. İnce – orta kristalli, özşekilli, yarı öz şekilli dolomit kristalleri, kristal içi ve kristaller arası porozite (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX)



Şekil 5.15. İnce kristalli, özşekilli dolomit kristalleri, kristal içi ve kristaller arası porozite (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX)

5.3. Doğudağ Ölçülü Stratigrafi Kesitinden (B) Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

Doğudağ ölçülü stratigrafi kesitindeki karbonatlar tabanda dolomit ile başlar, yukarı doğru kalsitik dolomit ara seviyeleri kapsar ve dolomitler ile son bulur (Şekil 5.16). Siyah – koyu gri renkli Kızılören formasyonu karbonatları orta – çok kalın tabakalıdır (Şekil 5.17-19). Bazı dolomit ve kalsitik dolomitler içerisinde fosil (% 5-25) görülmekte olup, dolomitlerde % 0-90 oranında mikrit ve % 10-100 oranında sparit bulunmaktadır (Çizelge 5.3).

İnce kesitlerde mikrodan iriye değişen boyutlarda özşekilli, yarı özşekilli ve özşekilsiz dolomit kristalleri görülmektedir (Çizelge 5.4).

Örneklerin petrografik incelenmesi sonucu, orta – iri kristalli (df-2) özşekilli dolomit romboederleri (Şekil 5.20), dolomikspartik (polimodal; df-6) dolomit (Şekil 5.21), ince kristalli (df-1) dolomikspartit (Şekil 5.22), ince kristalli (df-1) kalsitik dolomit (Şekil 5.23), ince kristalli (df-1) ksenotopik dolomikspartit (Şekil 5.24), ince kristalli (df-1) dolomikspartit ve demiroksitle ornatılma (Şekil 5.25), dolomikspartitde dolospartitlerde gelişen didolomitleşme (Şekil 5.26), intraklastik dolomit ve kalsit çimento (Şekil 5.27), İnce kristalli (df-1) dolomikspartitde kalsit damarı ve kısmen dolomitte ornatılma (5.28), orta – iri kristalli (df-2) özşekilli, zonlu dolomit romboederleri (Şekil 5.29) ve fosilli dolomikspartit (Şekil 5.30; df-1) şeklinde oldukları gözlenmiştir.

Doğudağ ölçülü stratigrafi kesitinden alınan iki örnekten (B-1, B-120) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu ince kristalli, yarı özşekilli (Şekil 5.31) ve özşekilli (Şekil 5.32) dolomit kristalleri ve EDX diyagramı görülmektedir.

Koordinatlar		Başlangıç		Bitiş		Pafta No	Konya M28-b2
		x	42.03.800	x	42.04.325	İl	Konya
		y	4.53.575	y	4.53.375	İlçe	Selçuklu
		z	1150	z	1220	Mevkii	Doğudağ
Yaş	Formasyon	Kalınlık (m)	Litoloji	Örnek No	Açıklamalar		
Üst Triyas - Alt Jura	Kızılören	525		B-300	Dolomit		
		450		B-257	Kalsitik dolomit		
				B-235			
		375		B-195			
		300		B-160	Dolomit		
		225		B-120	Kalsitik dolomit		
				B-100			
		150		B-80			
				B-60	Dolomit		
		75		B-33			
				B-15			
		0		B-1			

Şekil 5.16. Doğudağ ölçülü stratigrafi kesiti (B)



Şekil 5.17. Doğudağ ölçülü stratigrafi kesiti başlangıcında gözlenen dolomitler – kalsitik dolomitler (Doğudağ güney eteği, Kuzeybatıya bakış)



Şekil 5.18. Doğudağ ölçülü stratigrafi kesiti başlangıcında gözlenen dolomitler (Doğudağ güney eteği, Kuzeybatıya bakış)



Şekil 5.19. Doğudağ ölçülü stratigrafi kesiti üst kesimindeki dolomitler (Doğudağ güneybatı eteği)

Çizelge 5.3: Doğudağ ölçülü stratigrafi kesitinden (B) alınan örneklerin mikroskobik özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Otokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
B-1	3	97	25	-	-	-	100	0	Dolosparit
B-15	2	98	5	-	-	-	55	40	Dolomiksparit
B-33	1	99	15	3	-	5	17	60	Dolomiksparit
B-60	4	96	-	-	-	-	10	90	Dolomiksparit
B-80	35	65	14	-	-	-	86	0	Kalsitik dolomit
B-100	3	97	-	-	-	-	85	15	Dolomiksparit
B-120	2	98	-	-	-	-	80	20	Dolomiksparit
B-160	2	98	-	-	-	-	65	35	Dolomiksparit
B-195	2	98	-	-	-	-	55	45	Dolomiksparit
B-235	45	55	-	4	-	2	84	10	Kalsitik dolomit
B-257	6	94	-	14	-	-	60	26	Dolomiksparit
B-300	8	92	-	15	-	-	70	15	Dolomiksparit

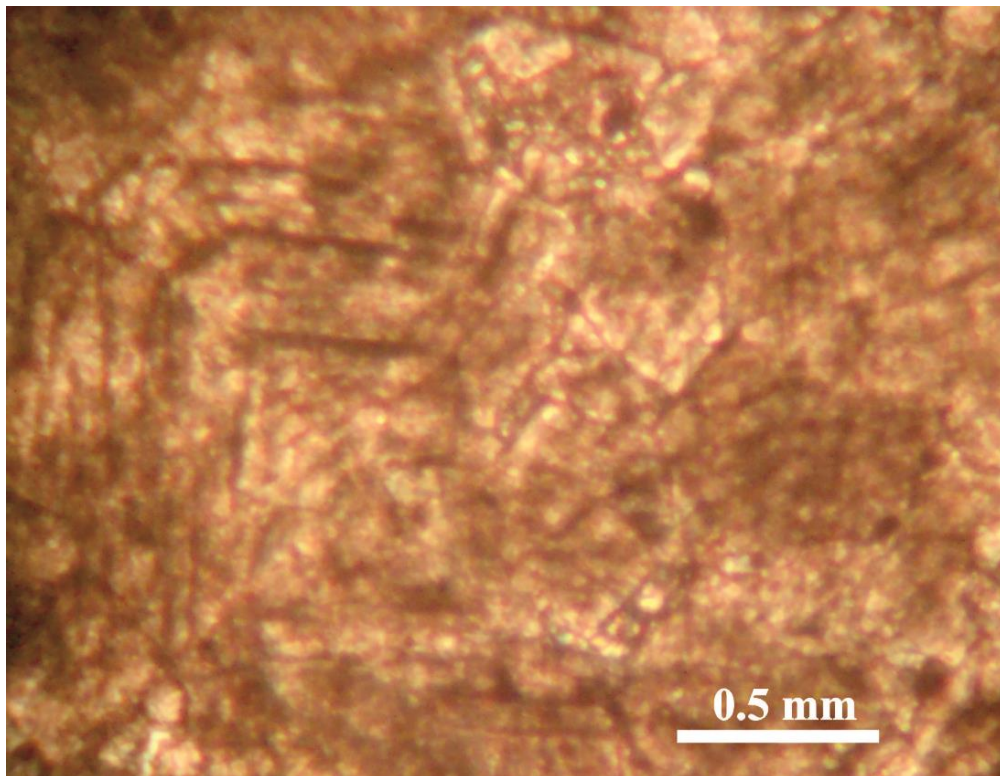
Çizelge 5.4: Doğudağ ölçülü stratigrafi kesitinden (B) alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
B-1	3	97	-	İnce-iri	kötü	✓	✓		İdiyotopik
B-15	2	98	✓	İnce-orta	iyi	✓	✓	✓	Hıpidiyotopik
B-33	1	99	✓	İnce-orta	iyi	✓	✓	✓	Hıpidiyotopik
B-60	4	96	✓	İnce	iyi	✓	✓	✓	Ksenotopik
B-80	35	65	-	İnce-orta	iyi	✓	✓		Hıpidiyotopik
B-100	3	97	✓	İnce-orta	iyi	✓	✓	✓	Hıpidiyotopik
B-120	2	98	✓	İnce-orta	iyi	✓	✓	✓	Hıpidiyotopik
B-160	2	98	✓	İnce-orta	iyi	✓	✓	✓	Hıpidiyotopik
B-195	2	98	✓	İnce-orta	iyi	✓	✓	✓	Hıpidiyotopik
B-235	45	55	✓	İnce-iri	kötü	✓			İdiyotopik
B-257	6	94	✓	İnce	iyi	✓	✓	✓	Hıpidiyotopik
B-300	8	92	✓	İnce-iri	kötü	✓	✓	✓	Hıpidiyotopik

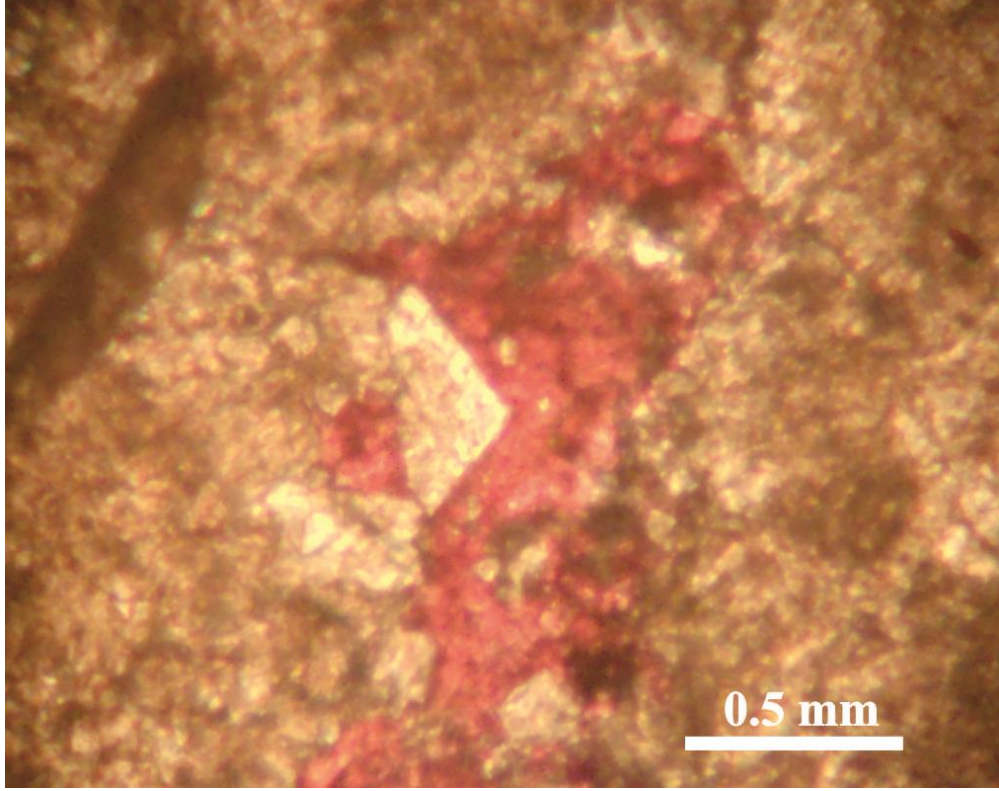
Öz= Özşekilli

Yö= yarı özşekilli

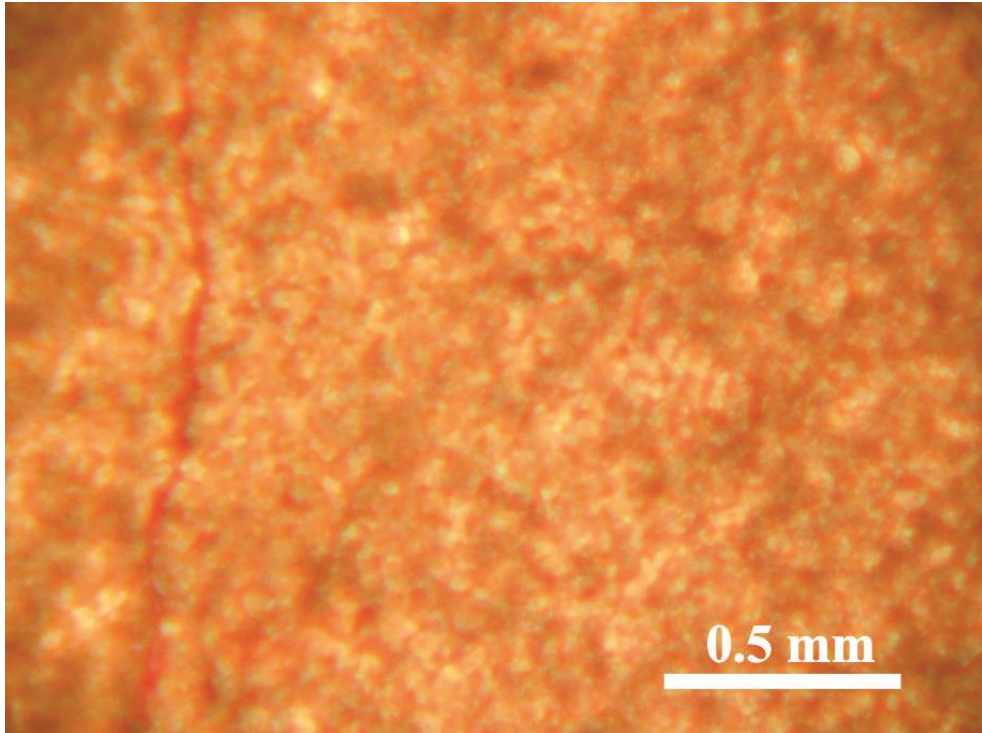
Ös= Özşekilsiz



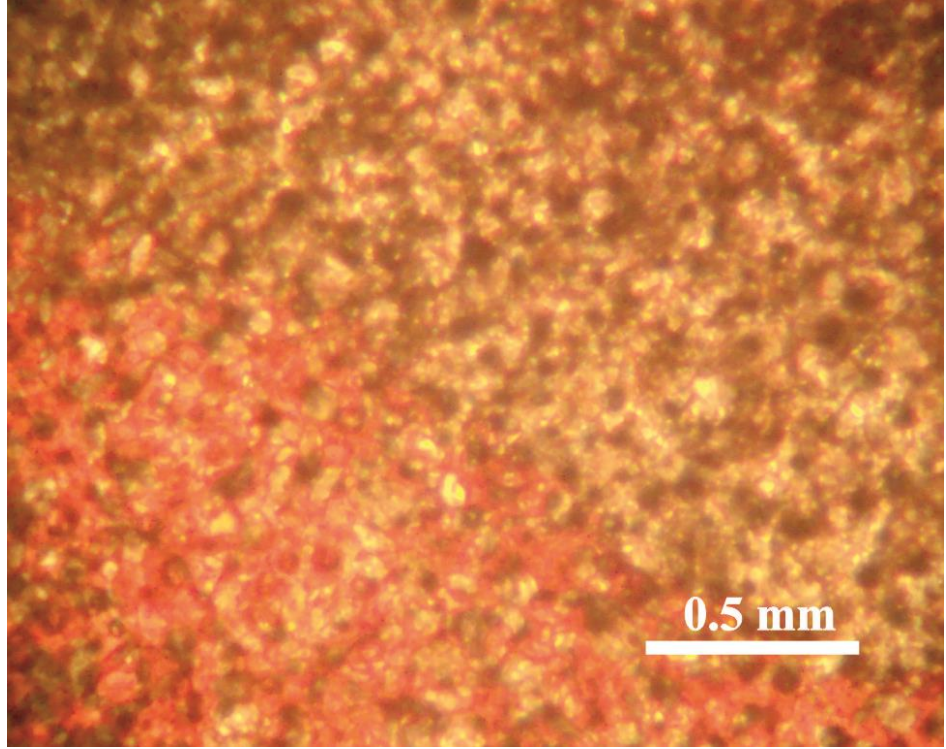
Şekil 5.20. Özşekilli, orta-iri kristalli (df-2), kirli dolomit romboederleri (T.N., Nu: B-1; dolomit)



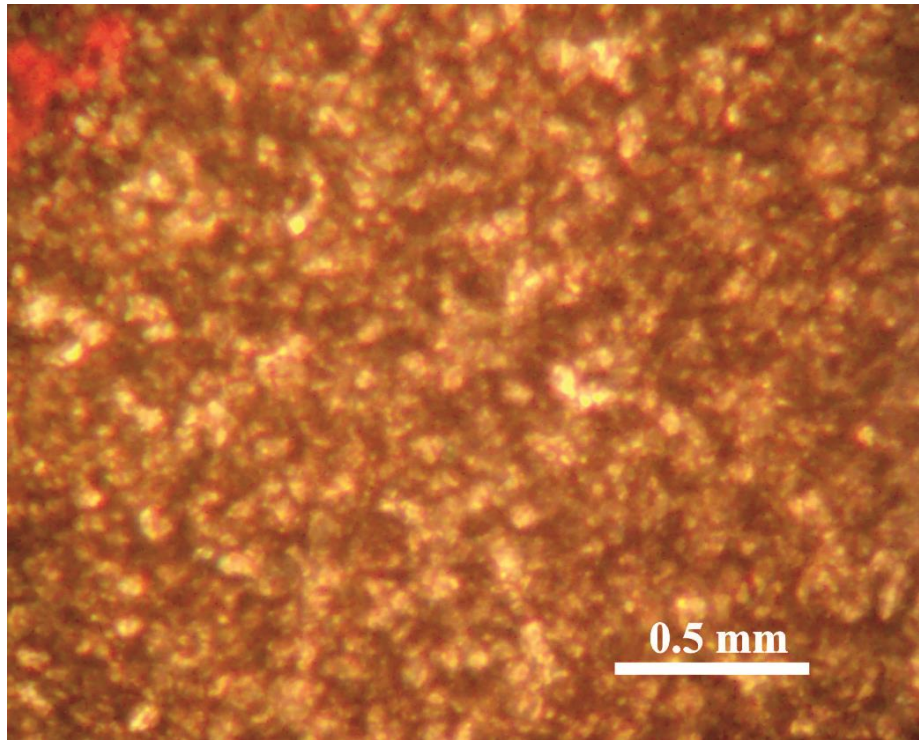
Şekil 5.21. Özşekilli-yarı özşekilli, polimodal (df-6) dolomit kristalleri ve didolomit (T.N., Nu: B-15; dolomit)



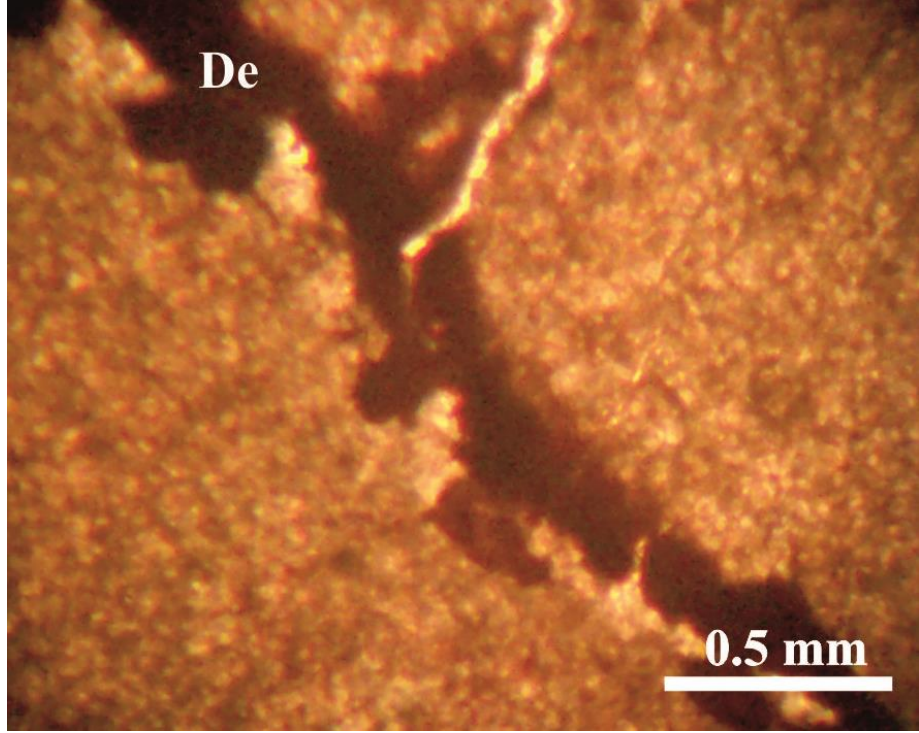
Şekil 5.22. İnce kristalli (df-1) dolomiksparit ve kalsitik damar (T.N., Nu: B-60; dolomit)



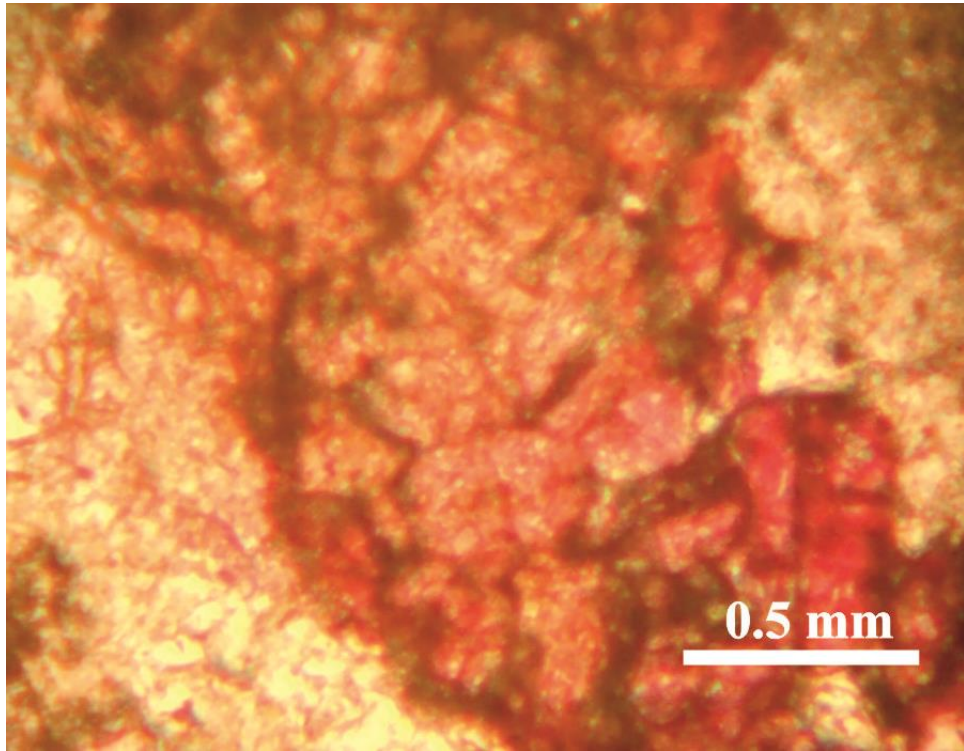
Şekil 5.23. İnce kristalli (df-1) kalsitik dolomit (T.N., Nu:B-80; kalsitik dolomit)



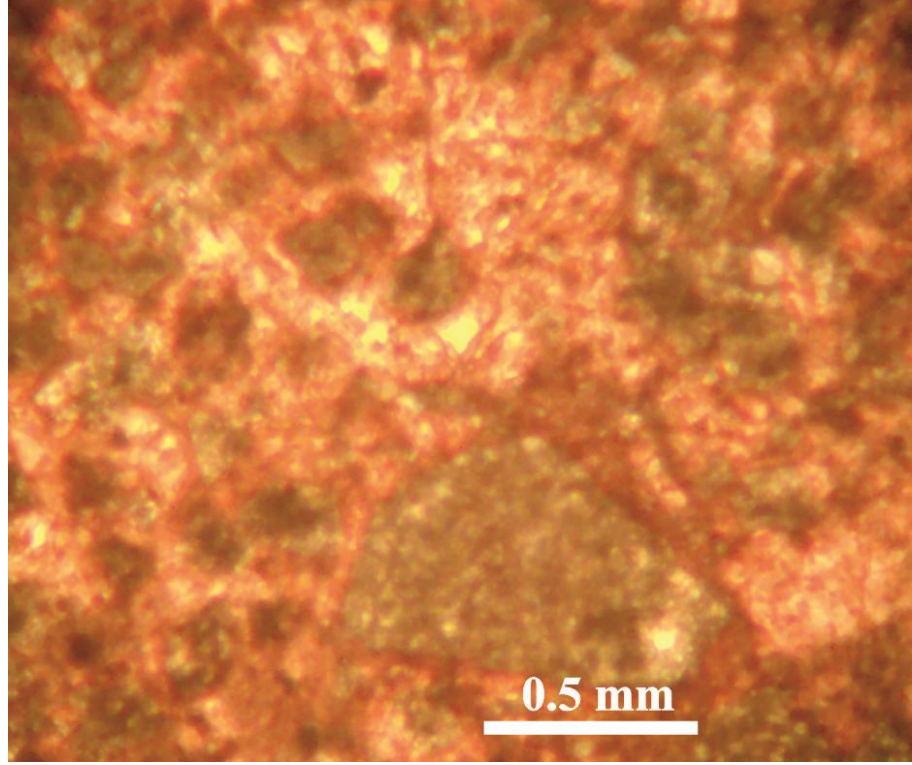
Şekil 5.24. İnce kristalli (df-1), ksenotopik dolomiksparit (T.N., Nu:B-80; kalsitik dolomit)



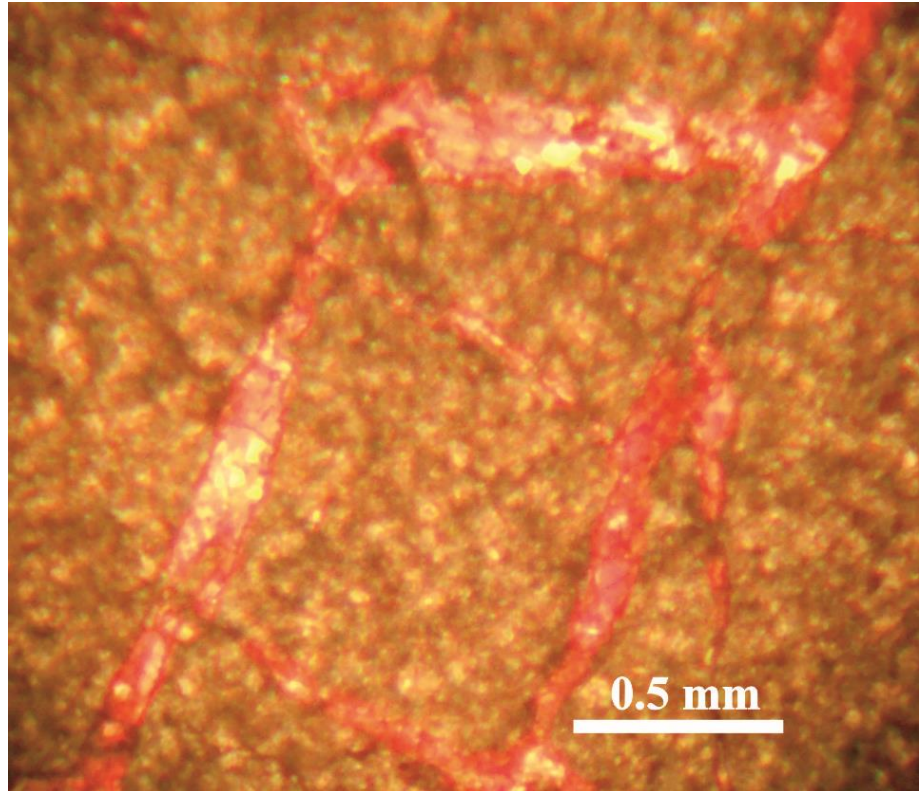
Şekil 5.25. İnce kristalli (df-1) dolomiksparit ve demiroksitle ornatılma. De: demiroksit (T.N., Nu: B-100; dolomit)



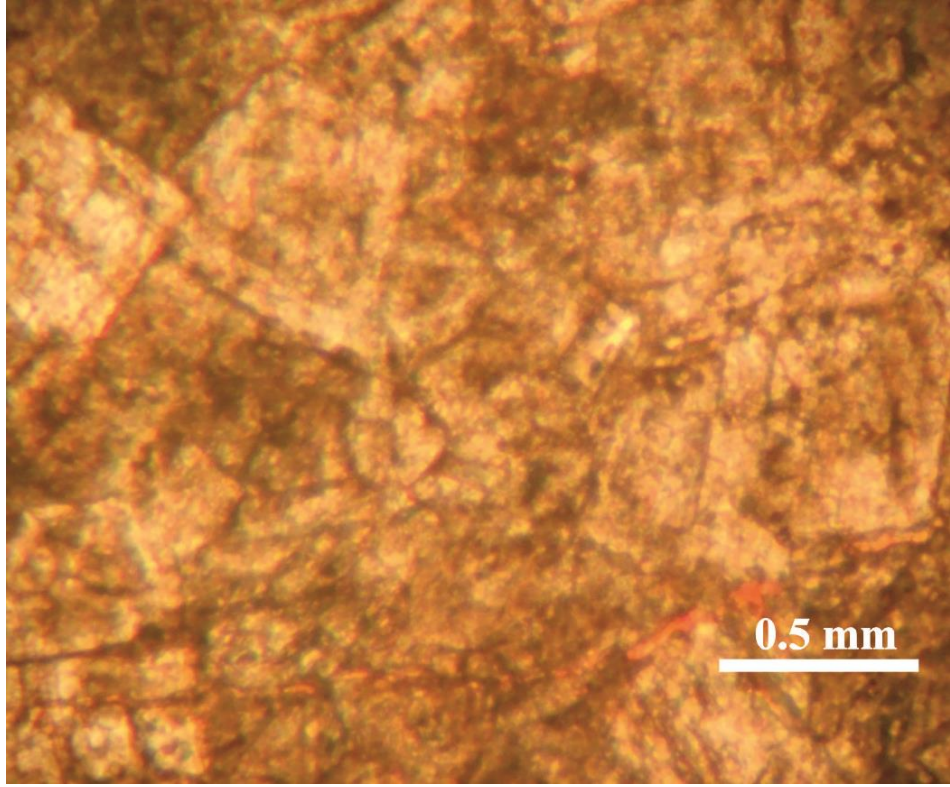
Şekil 5.26. Dolomiksparitte didolomitleşme (T.N., Nu: B-160; dolomit)



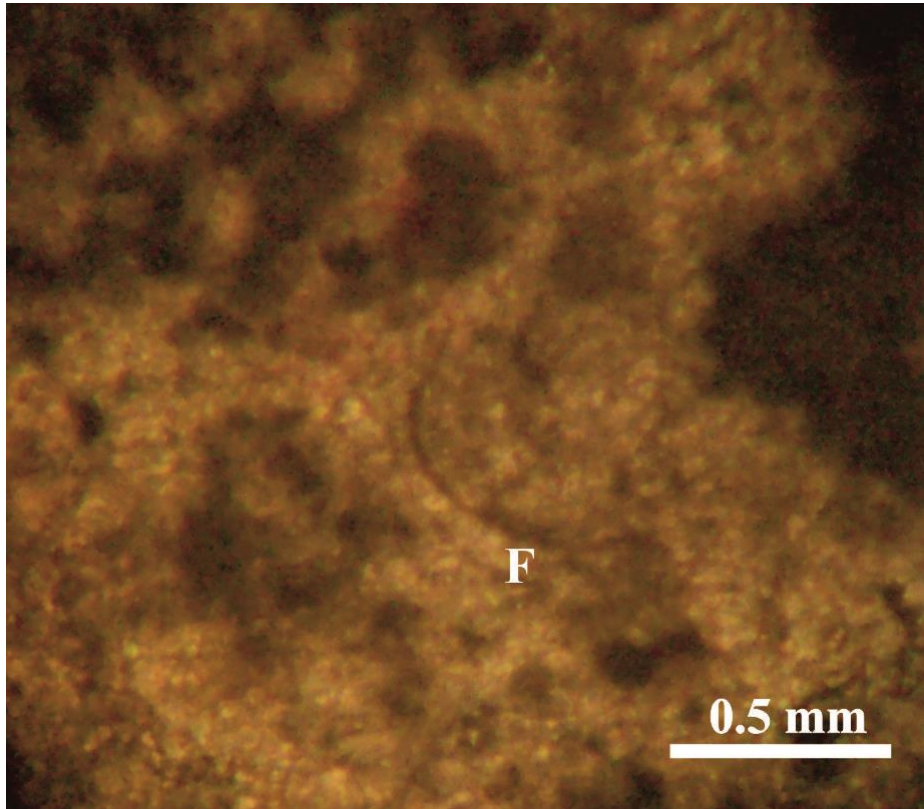
Şekil 5.27. İntraklastik dolomit ve kalsit çimento (T.N., Nu:B-235; kalsitik dolomit)



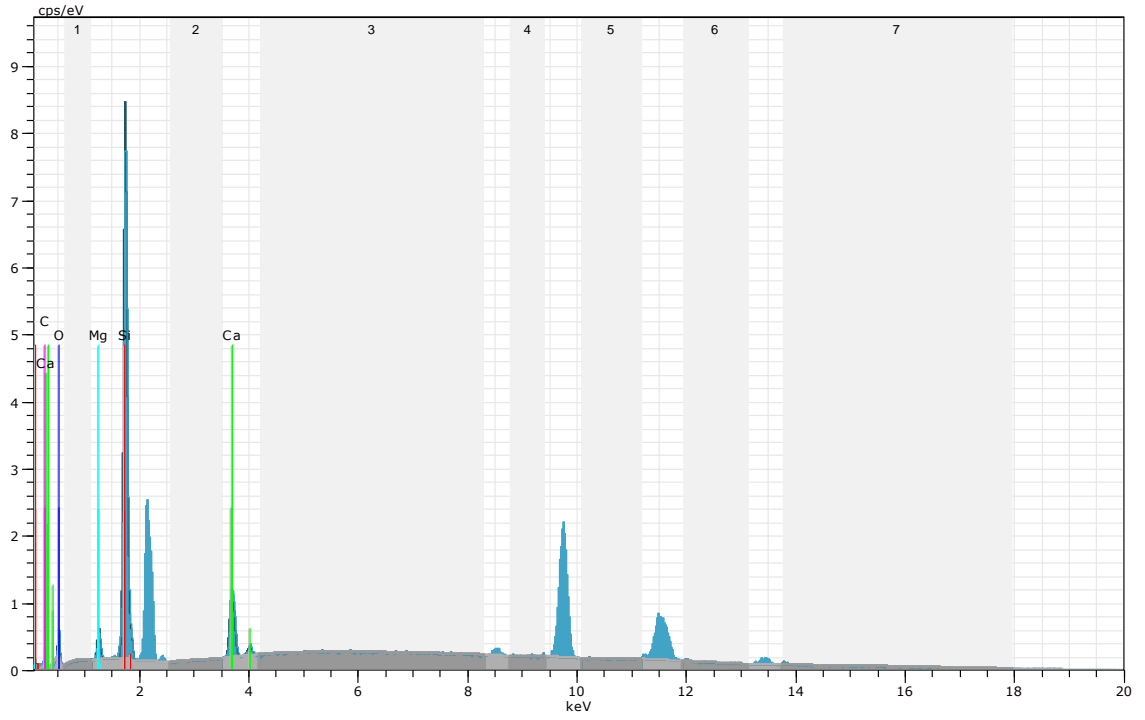
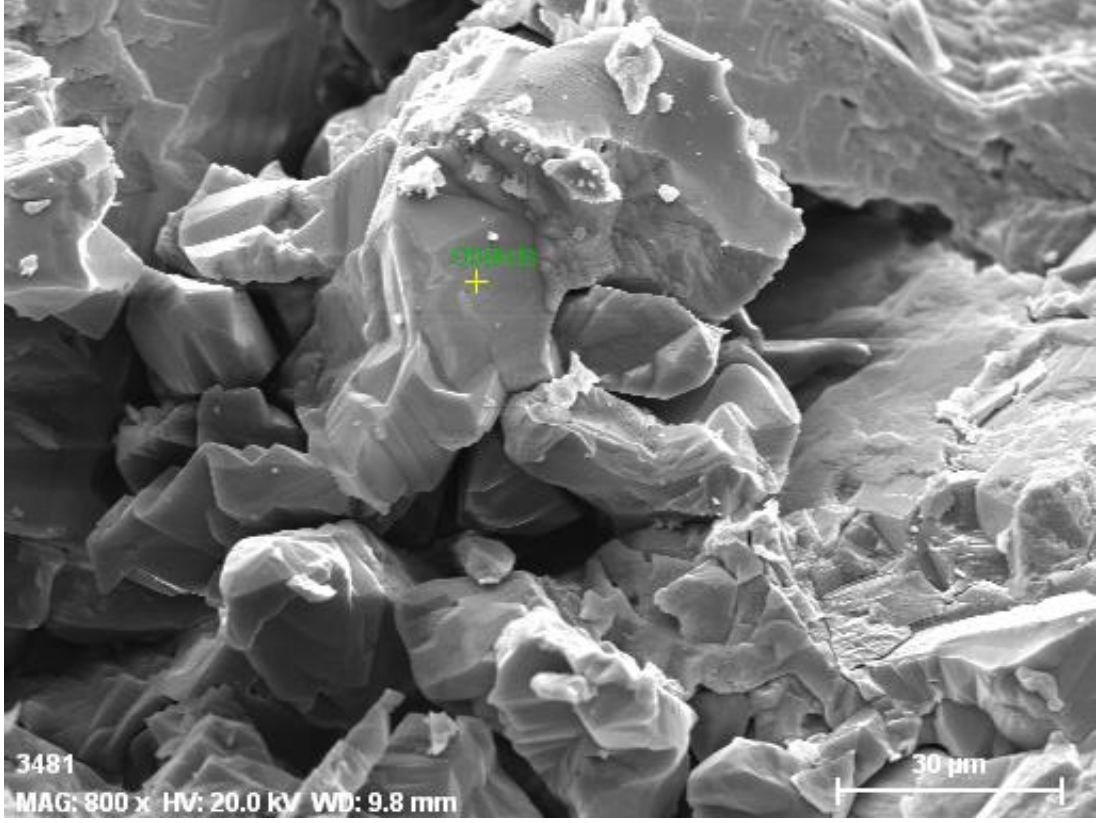
Şekil 5.28. İnce kristalli (df-1) dolomikspartide kalsit damarı ve kısmen dolomitte ornatılma (T.N., Nu: B-257; dolomit)



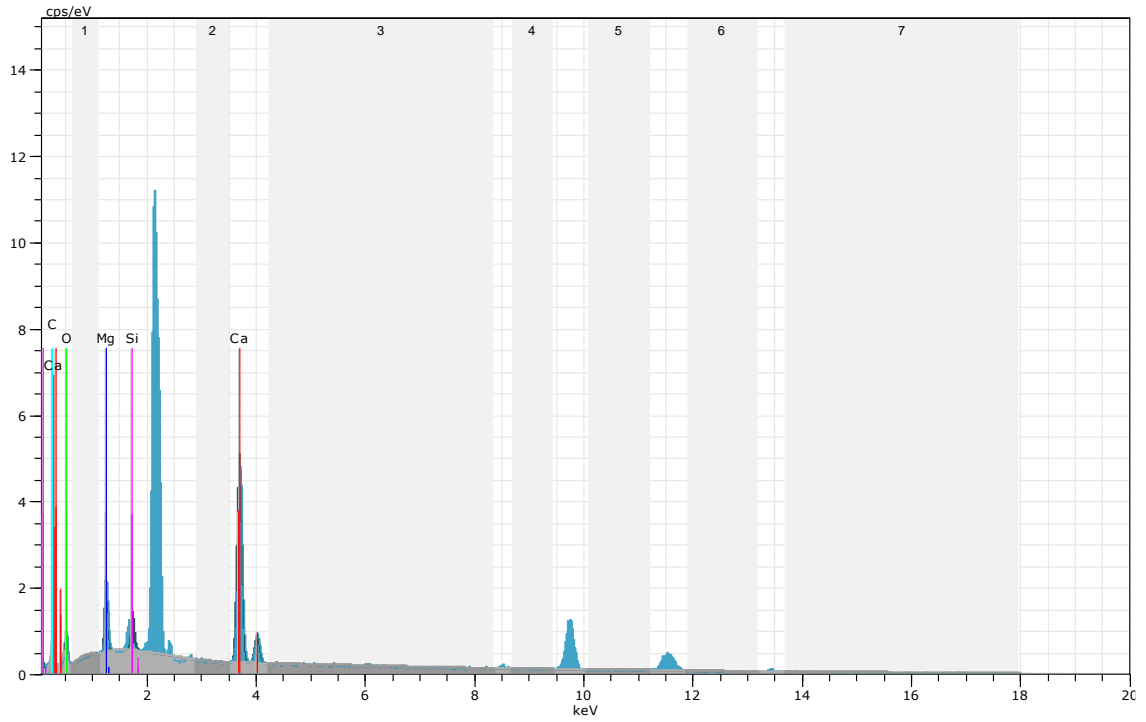
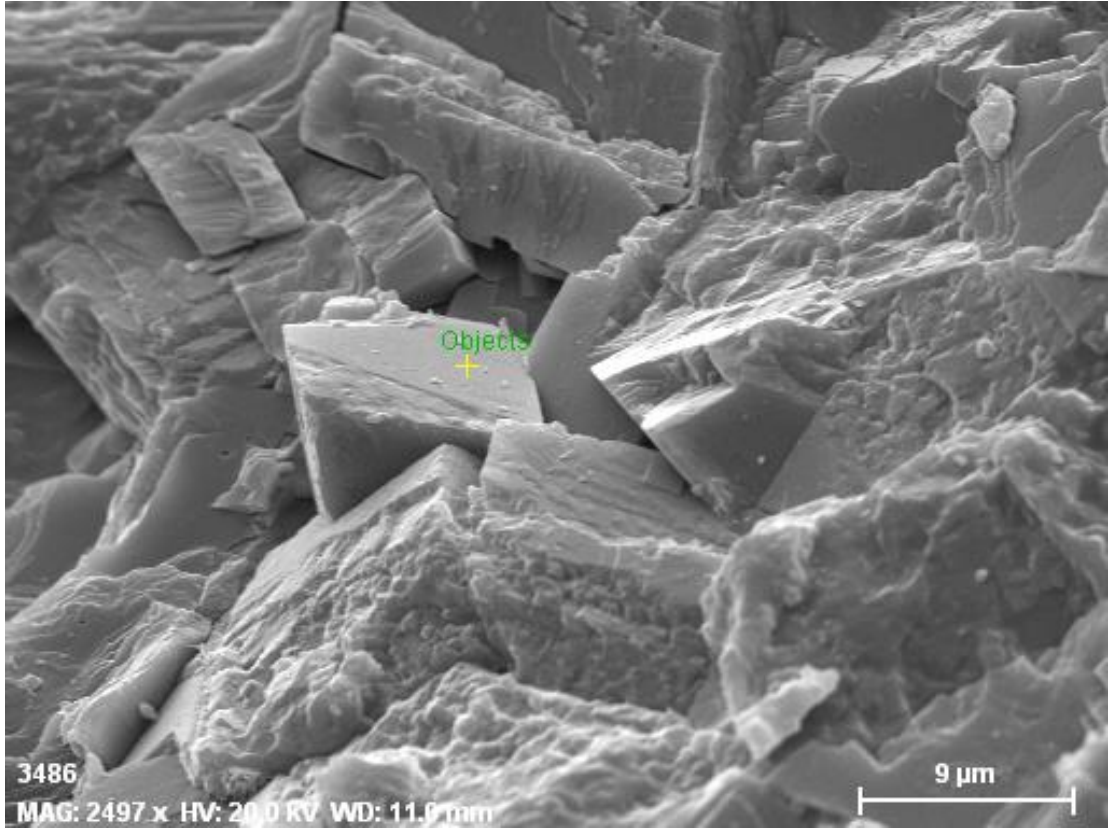
Şekil 5.29. Orta – iri kristalli (df-2), özşekilli, zonlu dolomit romboederleri (T.N., Nu: B-300; dolomit)



Şekil 5.30. İnce kristalli (df-1), fosilli dolomiksparit. F: fosil (Ç.N., Nu: B-33; dolomit)



Şekil 5.31. İnce kristalli, yarı özşekilli dolomit kristalleri, kristaller arası porozite (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX; B-1)



Şekil 5.32. İnce kristalli, özşekli dolomit kristalleri, kristaller arası porozite (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX; B-120)

5.4. Sarıbayır Sırtı Ölçülü Stratigrafi Kesitinden (C) Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

Sarıbayır Sırtı ölçülü stratigrafi kesitindeki (C) karbonatlar tabanda dolomitte başlamakta kalsitik dolomit – dolomit ardalanmasından sonra orta kesimlerde dolomitik kireçtaşı ara seviyeli kireçtaşı ile devam etmekte ve üstte dolomit ile sonlanmaktadır (Şekil 5.33; Çizelge 5.5). Siyah – koyu gri renkli Kızılören formasyonu karbonatları orta – çok kalın tabakalıdır (Şekil 5.34, 35). İnce kesitlerde ince kristal boyutunda, yarı özşekilli ve öz şekilsiz tane şeklinde hibidiyotopik ve ksenotopik dokulu dolomit kristalleri görülmektedir (Çizelge 5.6).

Petrografik inceleme sonucu; dolomiksparit (Şekil 5.36; df-1), kalsitik dolomit (Şekil 5.37), dolomitik kireçtaşı (Şekil 5.38), özşekilli-yarıözşekilli, ince kristalli (df-5) şekerimsi dolosparit ve didolomit (Şekil 5.39, 5.40), kristalin kireçtaşı (Şekil 5.41), dolomitik kireçtaşı (Şekil 5.42), özşekilli - yarı özşekilli, ince kristalli (df-5) şekerimsi dolomit kristalleri - dolomikrit, kalsitik fosil ve boşluk dolgusu kalsit çimento (Şekil 5.43) ve iri – çok iri kristalli (df-7) sadle (çimento) dolomit (Şekil 5.44) gözlenmiştir.

Koordinatlar		Başlangıç		Bitiş		Pafta No	İlgil L28-c3 Konya M28-b2
		x	42.06.450	x	42.05.975	İl	Konya
		y	4.51.50	y	4.51.325	İlçe	Selçuklu
		z	1450	z	1435	Mevkii	Sarıbayır Sr.
Yaş	Formasyon	Kalınlık (m)	Litoloji	Örnek No	Açıklamalar		
Üst Triyas - Alt Jura	Kızılören	180		C-109	Dolomit		
		150		C-87	Dolomit		
		120		C-73	Kireçtaşı		
				C-67	Dolomitik kireçtaşı		
				C-62	Dolomitik kireçtaşı		
		90		C-56	Kireçtaşı		
				C-50	Kireçtaşı		
		60		C-39	Kalsitik dolomit		
				C-30	Dolomit		
				C-25	Dolomit		
30		C-17	Kalsitik dolomit				
		C-7	Dolomit				
		0					

Şekil 5.33. Sarıbayır Sırtı ölçülü stratigrafi kesiti (C)



Şekil 5.34. Sarıbayır Sırtı ölçülü stratigrafi kesiti başlangıcındaki dolomit – kalsitik dolomitler (Sarıbayır Sırtı güneydoğusu, Güneydoğu'ya bakış)



Şekil 5.35. Sarıbayır Sırtı ölçülü stratigrafi kesitindeki kireçtaşı – dolomitler (Sarıbayır Sırtı güneydoğusu, Güneydoğu'ya bakış)

Çizelge 5.5: Sarıbayır Sırtı ölçülü stratigrafi kesitinden (C) alınan örneklerinin mikroskobik özellikleri.

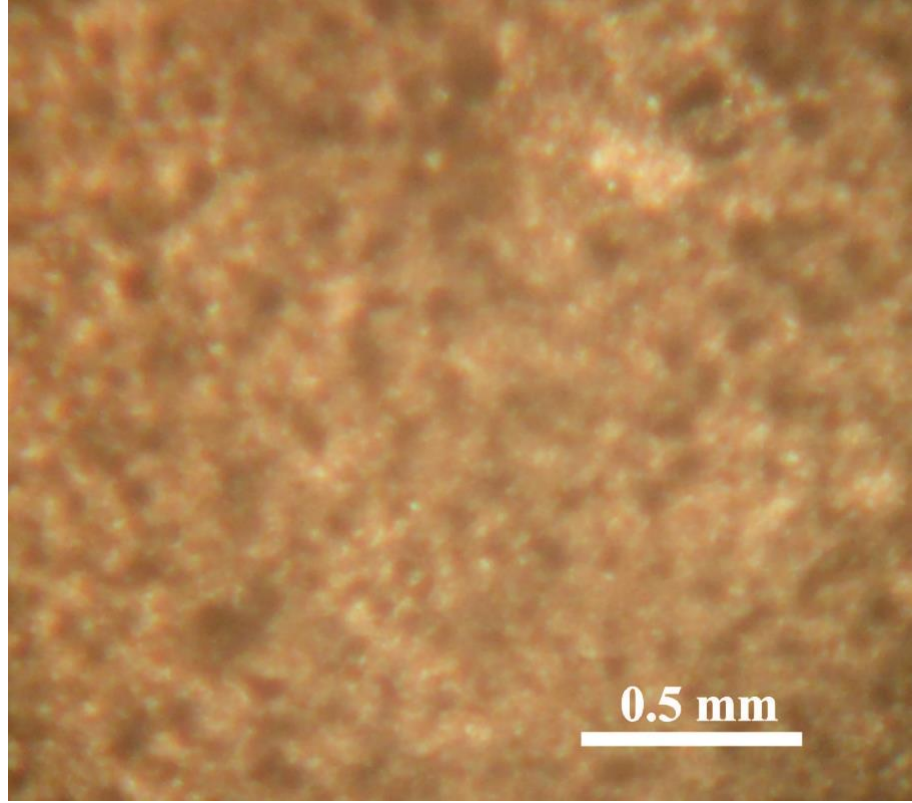
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Alloekmler				Otokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
C-7	9	91	10	8	-	-	60	22	Dolomiksparit
C-17	25	75	-	-	-	-	85	15	Kalsitik dolomit
C-25	6	94	-	15	-	-	50	35	Dolomiksparit
C-30	9	91	-	10	-	-	60	30	Dolomiksparit
C-39	45	55	5	-	-	-	100	0	Kalsitik dolomit
C-50	100	0	8	-	-	-	44	48	*Çamurtaşı
C-56	93	7	7	-	-	-	46	47	*Çamurtaşı
C-62	60	40	-	-	-	-	85	15	Dolomitik kireçtaşı
C-67	94	6	-	-	-	-	100	0	*Kristalin kireçtaşı
C-73	92	8	-	-	-	-	100	0	*Kristalin kireçtaşı
C-87	9	91	-	-	-	-	100	0	Dolosparit
C-109	8	92	8	-	-	-	100	0	Dolosparit

*kireçtaşı

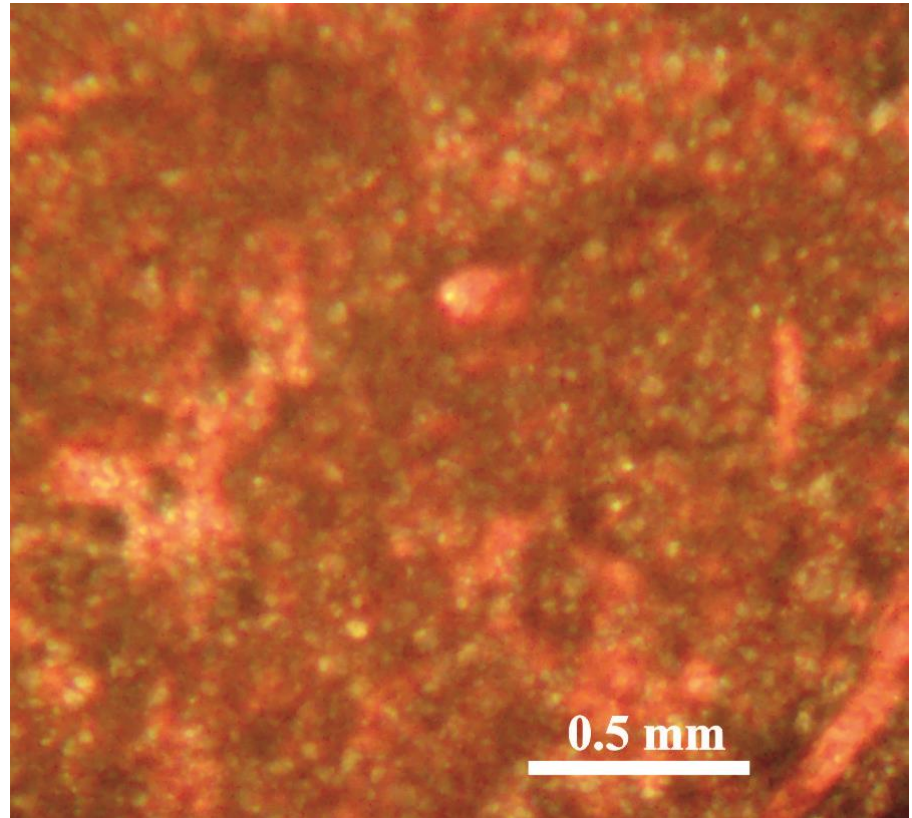
Çizelge 5.6: Sarıbayır Sırtı ölçülü stratigrafi kesitinden (C) alınan dolomit örneklerinin dokusal özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
C-7	9	91	✓	ince	iyi	✓	✓	✓	Hipidiyotopik
C-17	25	75	✓	ince	iyi	✓	✓	✓	Hipidiyotopik
C-25	6	94	✓	İnce-iri	kötü	✓	✓	✓	Hipidiyotopik
C-30	9	91	✓	İnce-iri	kötü	✓	✓	✓	Hipidiyotopik
C-39	45	55	-	ince	iyi	✓	✓		Hipidiyotopik
C-50	100	0	✓						Ksenotopik
C-56	93	7	✓	ince	iyi		✓	✓	Ksenotopik
C-62	60	40	✓	ince	iyi		✓	✓	Hipidiyotopik
C-67	94	6	-	ince	iyi		✓		Hipidiyotopik
C-73	92	8	-	ince	iyi		✓		Hipidiyotopik
C-87	9	91	-	ince	iyi	✓	✓		Hipidiyotopik
C-109	8	92	-	ince	iyi	✓	✓		Hipidiyotopik

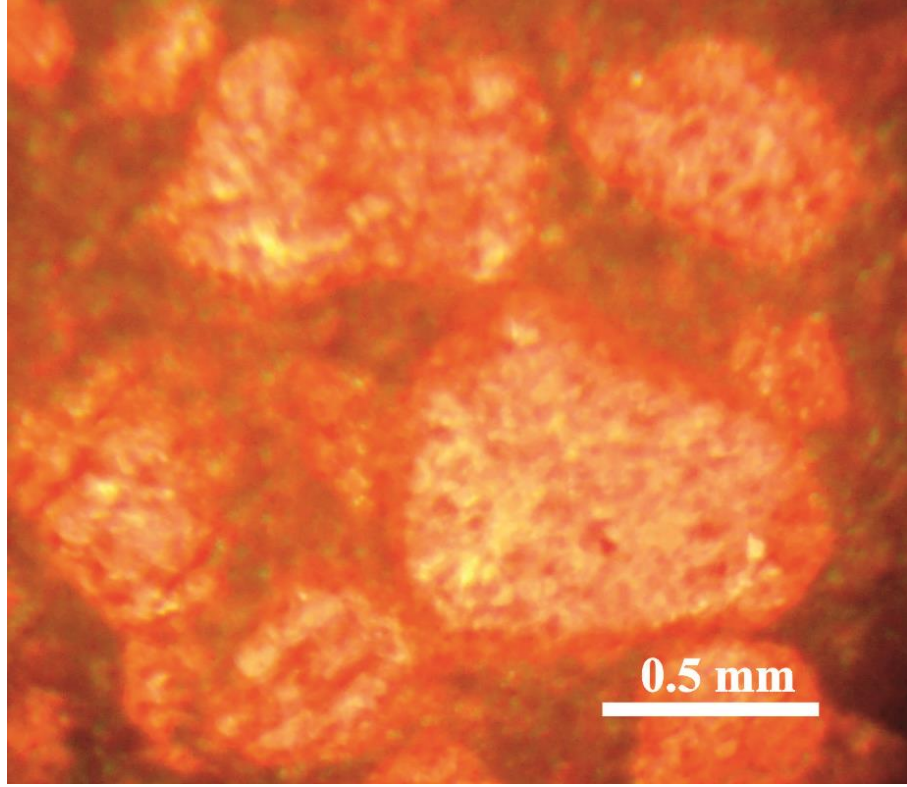
Öz= Özşekilli Yö= yarı özşekilli Ös= Özşekilsiz



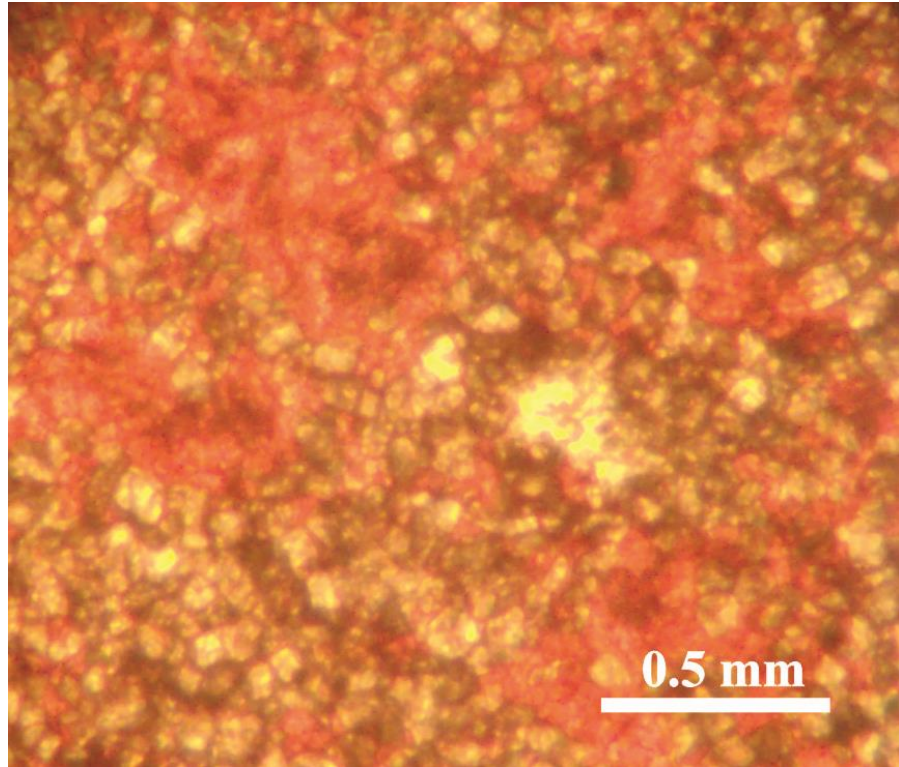
Şekil 5.36. İnce-çok ince kristalli (df-1), Dolomiksparit (T.N., Nu: C-7; dolomit)



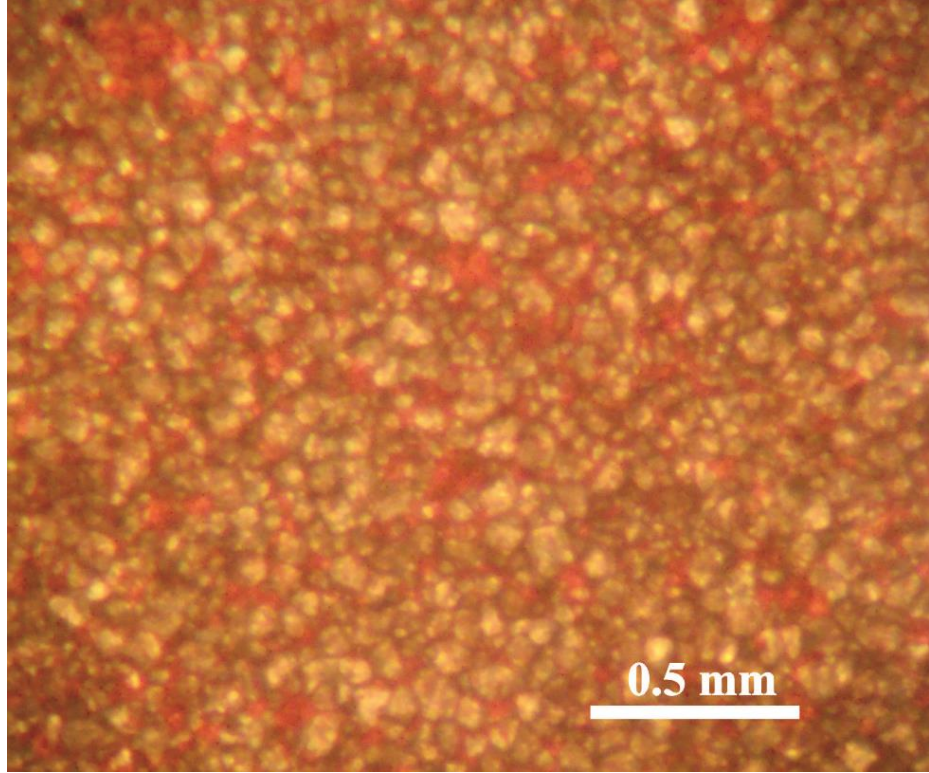
Şekil 5.37. Bioklast, ince kristalli (df-1) dolomiksparit ve kalsit çimento (T.N., Nu: C-7; dolomit)



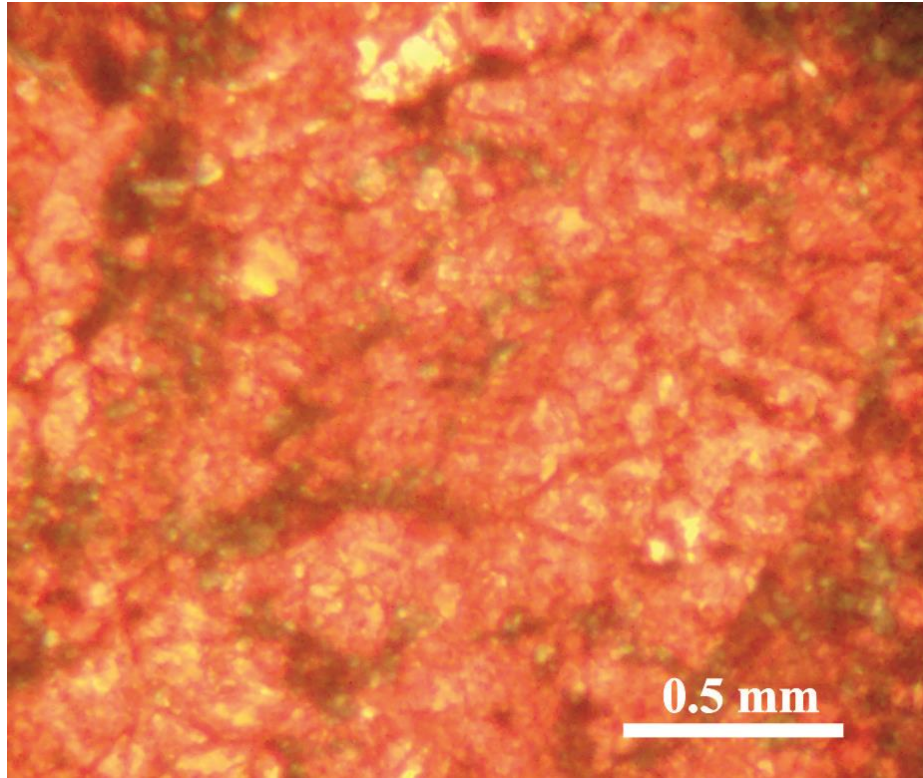
Şekil 5.38. Bioklastlı, kalsit çimentolu dolomiksparit (df-1, T.N., Nu: C-7; dolomit)



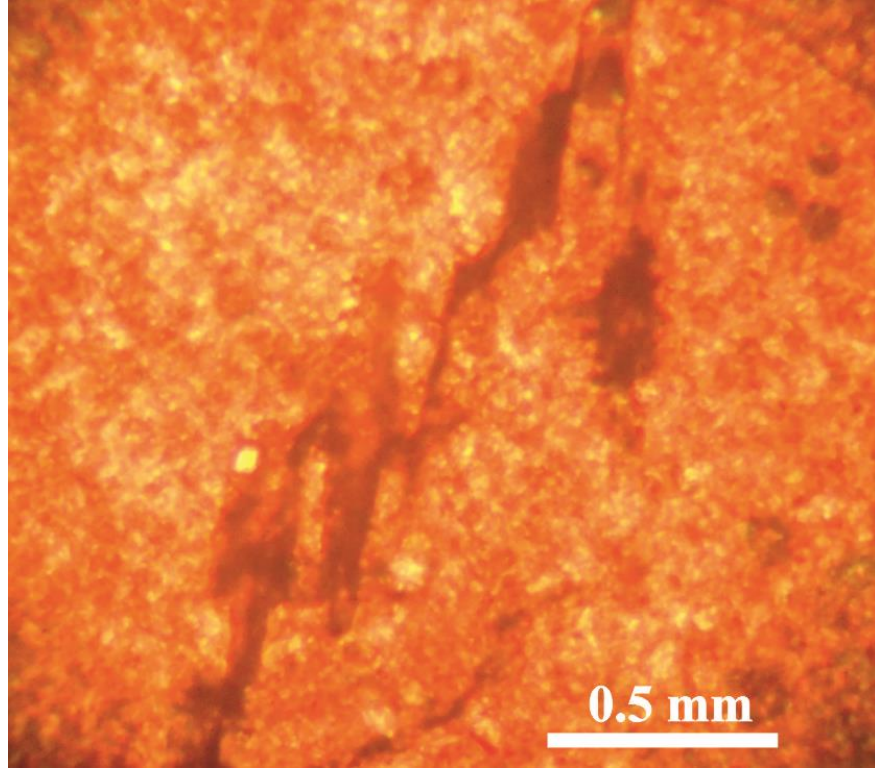
Şekil 5.39. Özşekilli-yarıözşekilli, ince kristalli (df-5) dolosparit ve didolomit (T.N., Nu: C-39; kalsitik dolomit)



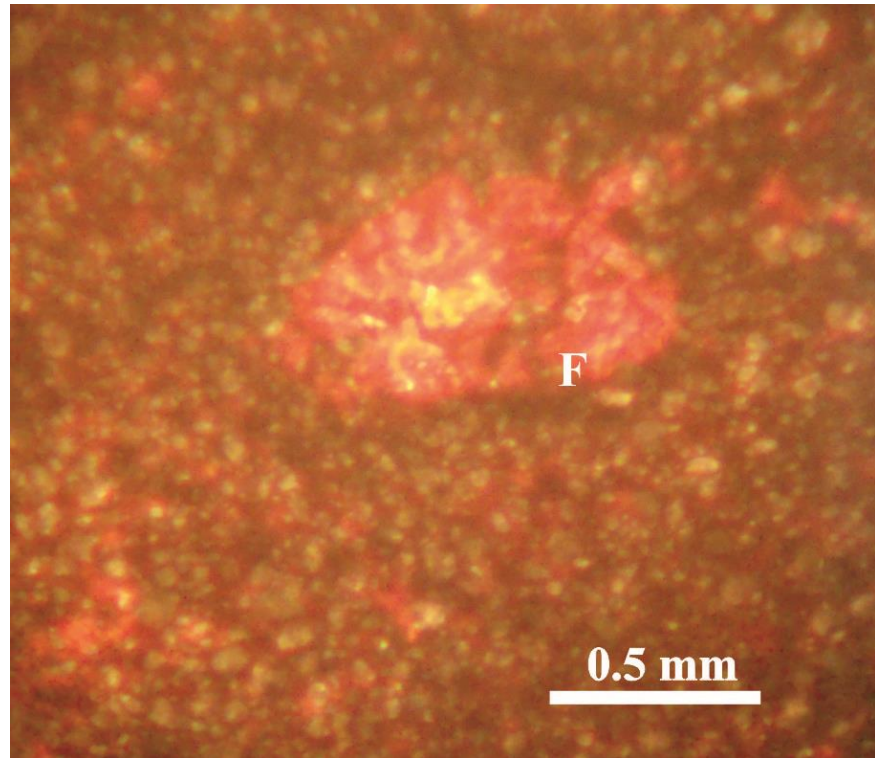
Şekil 5.40. Özşekilli – yarıözşekilli, ince kristalli (df-5) dolosparit ve didolomit (T.N., Nu: C-39; kalsitik dolomit)



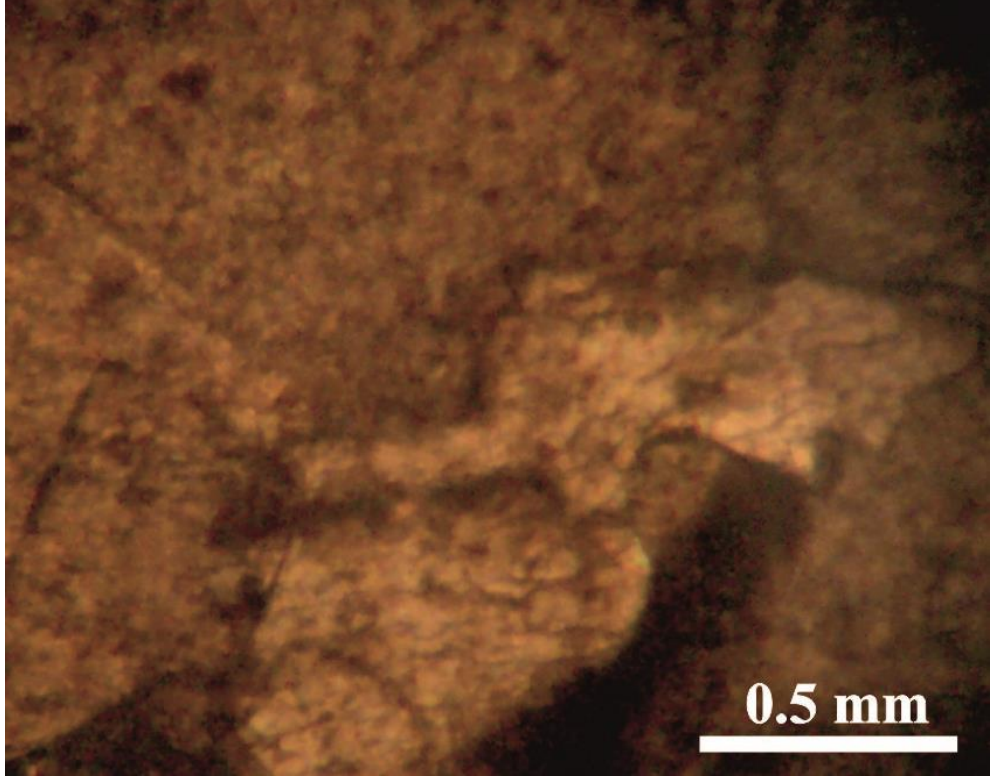
Şekil 5.41. Sparikalsit ve ince kristalli yarı özşekilli dolomit (T.N., Nu: C-39; kalsitik dolomit)



Şekil 5.42. Sparikalsit, fosil, sitilolit ve dolomit kristalleri (T.N., Nu: C-67; kireçtaşı)



Şekil 5.43. Özşekilli - yarı özşekilli, ince kristalli (df-5) şekerimsi dolomit kristalleri - dolomikrit, kalsitik fosil ve boşluk dolgusu kalsit çimento. F: fosil (T.N., Nu: C-109; dolomit)



Şekil 5.44. İri – çok iri kristalli (df-7), (nonplanar-c) sadle dolomit çimento. C: çimento (T.N., Nu: C-25; dolomit)

6. JEOKİMYA

Dolomit (16 adet) ve kireçtaşı (4 adet) örneklerinin analiz sonuçları Çizelge 6.1 – 6.3’de verilmiştir. Bu analiz verilerine dayandırılarak ana, iz, nadir toprak element ve izotop değerleri kullanılarak Kızılören formasyonu dolomitlerinin gelişimi yorumlanacaktır.

Çizelge 6.1. Kızılören formasyonundaki dolomit ve kireçtaşlarının ana oksit içerikleri.

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₅	Ateş kaybı	Toplam	Toplam C	Toplam S
A-120	0,24	0,15	<0,04	19,44	32,9	0,02	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,002	47,1	99,92	13	<0,02
*A-67	0,2	<0,01	<0,04	0,42	56,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	43,2	99,91	12,2	<0,02
A-57	0,14	<0,01	0,05	18,29	34,81	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	46,6	99,9	13,2	<0,02
A-33	0,4	0,09	0,11	17	35,88	0,05	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,003	46,3	99,91	13,1	<0,02
*A-20	0,23	0,08	0,07	7,41	47,39	0,03	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	44,5	99,69	12,5	<0,02
B-300	0,4	0,26	0,11	17,49	35,42	0,02	0,02	0,01	<0,01	<0,01	<0,002	46,1	99,79	12,9	<0,02
B-257	0,05	0,02	0,07	20,36	32,18	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	46,9	99,58	13,3	<0,02
B-195	0,14	0,07	0,06	21,23	30,52	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	47,1	99,16	13,2	<0,02
B-160	0,05	0,04	0,05	21,32	30,38	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	46,8	98,75	13,3	<0,02
B-120	0,11	0,06	0,04	21,24	30,79	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	46,9	99,23	13,2	<0,02
B-100	0,3	0,15	0,08	20,9	31,02	0,05	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	46,6	99,16	12,9	<0,02
B-60	0,1	0,03	<0,04	20,67	31,21	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	47,3	99,38	13	<0,02
B-33	0,09	<0,01	0,07	20,98	30,93	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	47	99,12	13	<0,02
B-15	0,19	0,05	0,09	20,71	31,79	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	46,8	99,62	13,3	<0,02
B-1	9,43	<0,01	0,07	16,8	30,47	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	43,1	99,87	11,7	<0,02
C-87	0,66	0,12	1,2	11,88	40,62	0,02	0,07	<0,01	<0,01	0,03	<0,002	45,3	99,88	12,6	<0,02
*C-67	5,23	0,04	0,15	0,85	52,17	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,02	<0,002	41,3	99,8	11,5	<0,02
*C-56	0,31	0,02	0,08	0,62	55,48	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	43,4	99,94	12,1	0,03
C-25	0,13	0,02	0,43	11,98	42,26	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,002	45	99,86	12,6	<0,02
C-7	0,14	<0,01	0,34	12	42,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,002	45,4	99,93	12,7	<0,02

*Kireçtaşı

Çizelge 6.2. Kızılören formasyonundaki dolomitlerin bazı iz element ve duraylı izotop değerleri.

Örnek	Sr ppm	Ba ppm	Rb ppm	Na ppm	Fe ppm	Mn ppm	Al ppm	δO^{18}	δC^{13}	Dolomitleşme Sıcaklığı (°C) Denizsuyu: -2	Mo ppm	U ppm	Ni ppm	Co ppm	V ppm	Cr ppm	Th ppm	Zr ppm	Mo/U	Ni/Co	V/Cr	U/Th	Mn/Sr
A-120	111,4	5	0,3	117	280	77	794	-2,70	2,00	62	0,4	1,1	20	0,4	12	14	0,2	4,5	0,36	50	0,85	5,5	0,69
*A-67	135,1	4	0,1		-	-	-	-7,53	2,88	100	0,1	2,1	20	0,2	13	-	0,2	0,8	-	-	-	-	-
A-57	120,9	9	0,2	175	350	77	53	-1,47	1,56	53	0,4	0,5	20	0,2	8	14	0,2	0,5	0,80	100	0,57	2,5	0,64
A-33	233,4	11	0,8	292	769	77	476	-1,96	1,77	57	0,2	1,1	20	0,3	12	21	0,2	0,9	0,18	67	0,57	5,5	0,33
*A-20	132,6	12	0,4		-	-	-	-5,04	1,93	79	0,3	2,3	20	0,2	12	-	0,2	0,9	-	-	-	-	-
B-300	89,7	7	0,9	117	769	77	1376	-4,13	1,66	72	0,4	1,4	20	0,5	23	14	0,2	2,2	0,28	40	1,64	7	0,86
B-257	236	10	<0,1	234	490	77	106	-1,59	2,22	54	0,2	1	20	0,2	8	14	0,2	0,4	0,20	100	0,57	5	0,33
B-195	115,8	5	0,2	292	420	77	370	-0,17	2,55	45	0,5	2,4	23	0,2	8	14	0,2	0,8	0,21	115	0,57	12	0,67
B-160	112,3	6	0,1	292	350	77	212	-0,25	2,83	45	0,5	2,2	33	0,4	8	14	0,2	0,5	0,23	82	0,57	11	0,69
B-120	139,2	7	<0,1	292	280	77	318	-0,51	2,61	47	0,6	1,8	22	0,2	8	14	0,2	0,6	0,33	110	0,57	9	0,55
B-100	108,3	6	0,7	292	560	77	794	-1,14	2,80	51	0,5	1,4	20	0,2	28	14	0,2	2	0,36	100	2	7	0,71
B-60	96,5	5	<0,1	292	280	77	159	-0,55	2,99	47	0,7	2,1	20	0,2	8	14	0,2	0,5	0,33	100	0,57	10,5	0,80
B-33	115	4	<0,1	234	490	77	53	-0,53	2,70	47	1,8	2,7	21	0,2	12	14	0,2	0,4	0,67	105	0,86	13,5	0,67
B-15	121,7	5	0,1	117	629	77	265	-3,60	1,91	68	0,2	1,7	20	0,2	9	14	0,2	0,8	0,12	100	0,64	8,5	0,64
B-1	116,7	5	<0,1	117	490	77	54	-3,70	-0,37	69	0,2	1	20	0,4	9	14	0,2	0,5	0,20	50	0,64	5	0,66
C-87	75,6	28	1,6	117	8393	232	635	-5,83	-0,76	86	0,8	1,2	20	0,9	8	14	0,2	1,9	0,67	22	0,57	6	3,07
*C-67	174,1	16	0,5		-	-	-	-6,85	-1,01	94	0,1	1,2	20	0,2	8	-	0,2	1,2	-	-	-	-	-
*C-56	87,9	120	0,2		-	-	-	-6,13	-3,54	88	0,1	0,6	20	0,2	8	-	0,2	0,8	-	-	-	-	-
C-25	48	79	<0,1	58	3007	155	106	-5,06	0,61	80	0,3	2,1	20	1,7	8	14	0,2	1,2	0,14	12	0,57	10,5	3,22
C-7	47,7	22	<0,1	58	2378	77	53	-5,02	-1,63	79	0,2	2	20	1,2	8	14	0,2	0,8	0,10	17	0,57	10	1,62

*Kireçtaşı

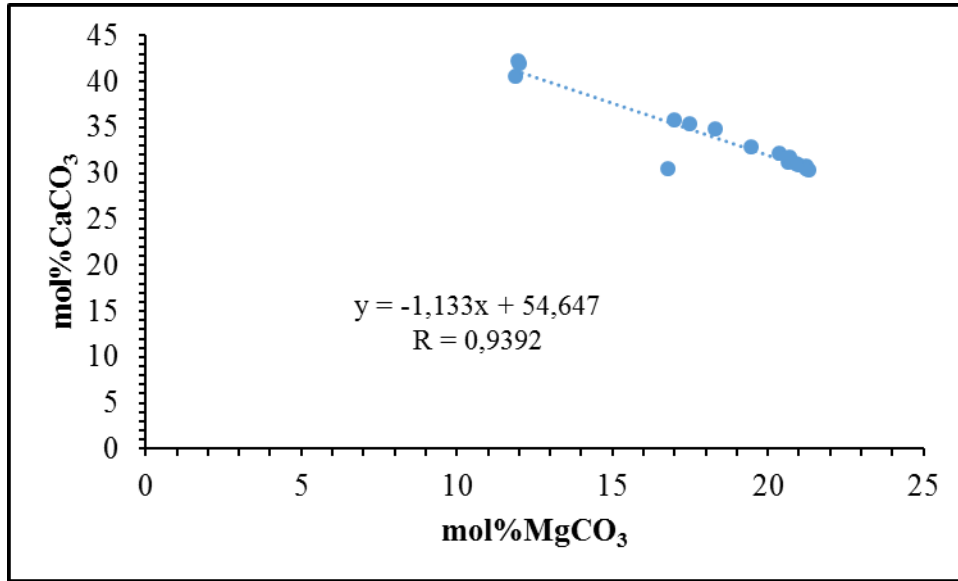
Çizelge 6.3. Kızıllören formasyonundaki dolomit ve kireçtaşlarının nadir toprak element içerikleri.

Ömek	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	TNTE
A-120	0,70	1,00	0,11	0,40	0,05	0,02	0,08	0,01	0,08	0,02	0,04	0,01	0,05	0,01	0,60	2,58
*A-67	0,60	0,50	0,05	0,30	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,20	1,75
A-57	0,40	0,20	0,02	0,30	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,10	1,22
A-33	0,80	1,20	0,14	0,70	0,05	0,04	0,13	0,02	0,12	0,03	0,03	0,01	0,05	0,01	1,00	3,33
*A-20	0,60	0,60	0,07	0,30	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,30	1,6
B-300	0,90	1,60	0,14	0,60	0,06	0,02	0,13	0,02	0,08	0,02	0,03	0,01	0,11	0,01	0,30	3,73
B-257	0,40	0,60	0,06	0,30	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,30	1,66
B-195	0,30	0,60	0,06	0,40	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,20	1,66
B-160	0,30	0,30	0,05	0,30	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,20	0,44
B-120	0,30	0,60	0,05	0,30	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,30	1,55
B-100	1,30	1,00	0,11	0,60	0,05	0,02	0,07	0,01	0,09	0,02	0,03	0,01	0,07	0,01	0,20	3,53
B-60	0,20	0,30	0,04	0,30	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,10	1,14
B-33	0,30	0,40	0,03	0,30	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,20	1,33
B-15	0,60	0,80	0,10	0,60	0,05	0,02	0,06	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,30	2,42
B-1	0,60	0,80	0,08	0,40	0,05	0,02	0,06	0,01	0,08	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,70	2,22
C-87	1,60	2,60	0,37	1,80	0,23	0,07	0,29	0,04	0,24	0,04	0,14	0,02	0,12	0,02	1,80	7,58
*C-67	1,00	1,30	0,13	0,60	0,05	0,02	0,13	0,01	0,08	0,02	0,05	0,01	0,05	0,01	0,60	3,46
*C-56	0,70	0,90	0,11	0,50	0,05	0,03	0,13	0,02	0,11	0,02	0,05	0,01	0,05	0,01	0,70	3,39
C-25	0,90	1,90	0,19	0,80	0,13	0,05	0,19	0,03	0,16	0,03	0,07	0,01	0,08	0,01	1,00	4,55
C-7	0,20	0,50	0,04	0,30	0,05	0,02	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,30	1,34

*Kireçtaşı, TNTE: Toplam nadir toprak element

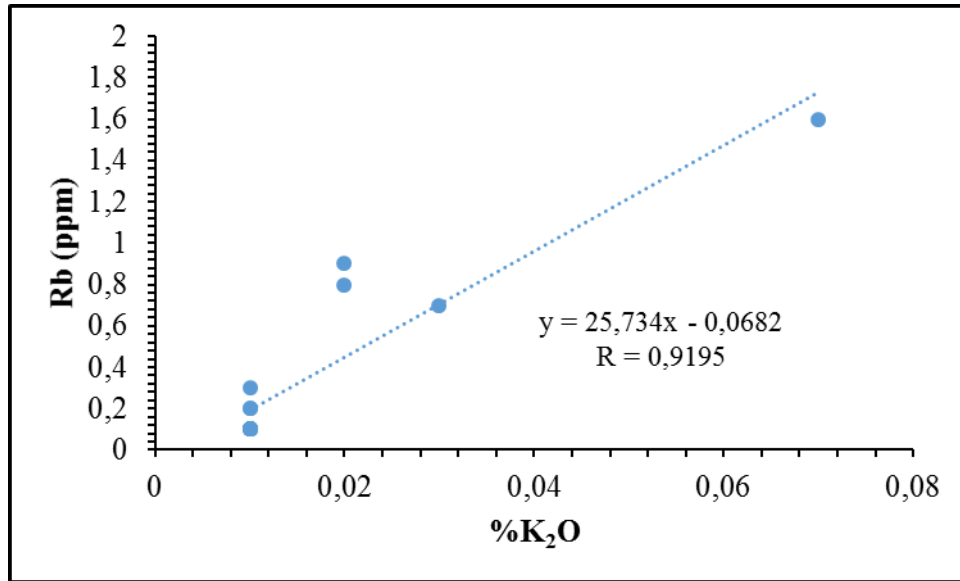
6.1. Ana Element Jeokimyası

Mol % $MgCO_3$ – mol % $CaCO_3$ grafiğinde $MgCO_3$ içeriği ile $CaCO_3$ içeriği arasında güçlü bir negatif ilişkinin olduğu gözlenmektedir (Şekil 6.1). Dolomitleşme esnasında dolomitler içersindeki Ca iyonları ortamdaki uzaklaştıkça Mg iyonlarının oranında artış olmaktadır. Böylece oluşan dolomitin bileşimi de ideal dolomit (stoikiyometrik dolomit) bileşimine yaklaşmaktadır.



Şekil 6.1. Mol % $MgCO_3$ – mol % $CaCO_3$ grafiği

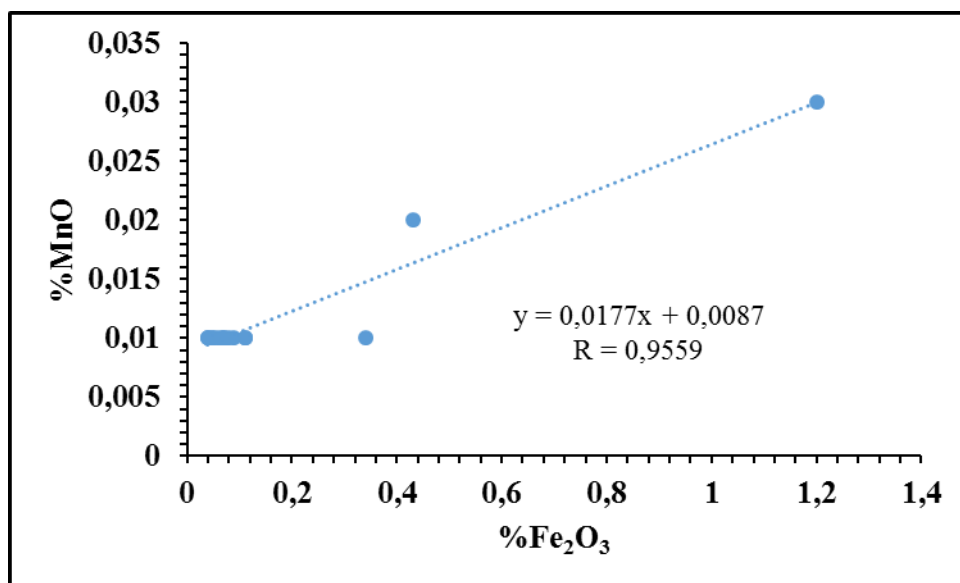
% K_2O – Rb (ppm) grafiğinde, Rb içeriği ile % K_2O arasında pozitif bir korelasyon gözlenmektedir (Şekil 6.2). Rb ve K_2O arasındaki pozitif korelasyon karbonatlar içersindeki killerin denizel orijinli olduğunu destekler (Rao 1989). Dolayısıyla bu özellik Kızılören formasyonunun denizel orijinli olduğunu belgelemektedir.



Şekil 6.2. %K₂O – Rb (ppm) grafiği

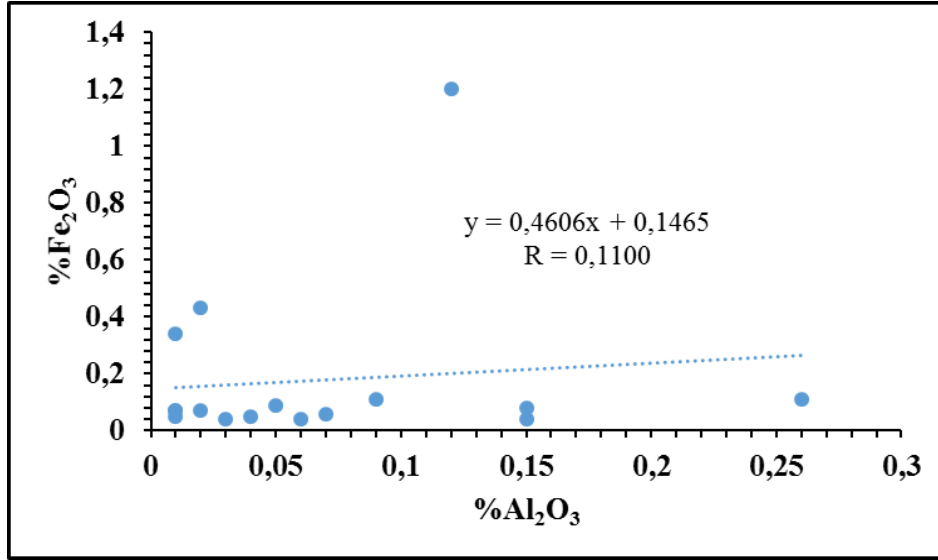
6.2. Eser ve İz Element Jeokimyası

Fe-Mn grafiğinde, dolomitlerde Mn ile Fe içeriği arasında güçlü bir pozitif ilişki gözlenmektedir, yani Fe içeriği artarken Mn içeriği de artmaktadır (Şekil 6.3). Fe ve Mn'daki artış ve Na'daki azalış muhtemelen bol miktardaki organik maddenin redüksiyonu ile ilişkilidir. Bu hipotez Fe ve Mn arasında gözlenen pozitif korelasyon ile desteklenmektedir (Mahboubi ve ark. 2002).



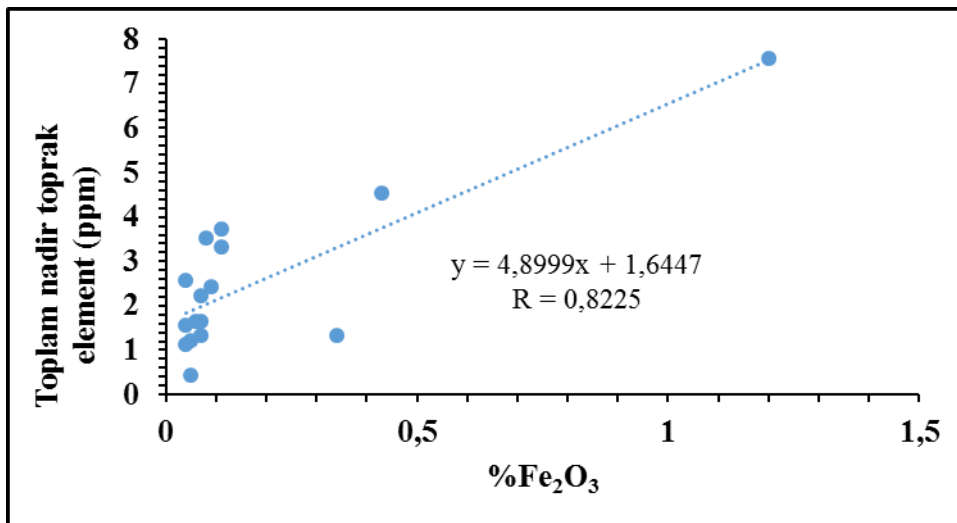
Şekil 6.3. % Fe₂O₃ – % MnO grafiği

Fe – Al grafiğinde dolomitlerde Al içeriği ile Fe içeriği arasında çok zayıf da olsa pozitif bir ilişki gözlenmektedir (Şekil 6.4). Dolomitlerdeki Fe ve Al bolluğu terijen kirlenmelere dayandırılan, çoğunlukla filtrelenme nedenli olarak yorumlanmıştır (Lu ve Meyers 1998). Ancak Kızılören formasyonu dolomitlerinde çok zayıf pozitif ilişki gözlenmesi terijen kirlenmenin azlığını belirtmektedir.



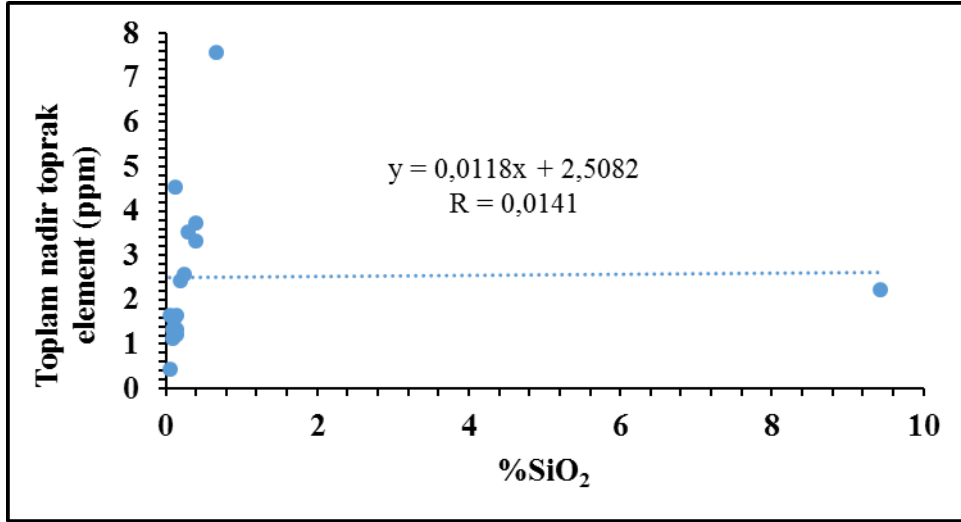
Şekil 6.4. % Fe₂O₃ – % Al₂O₃ grafiği

Kızılören formasyonu dolomitleri için % Fe₂O₃ – toplam nadir toprak element (ppm) grafiği karşılaştırılması pozitif bir ilişki sergilemektedir (Şekil 6.5). Toplam nadir toprak element konsantrasyonları Fe içeriği ile artmaktadır; bu da nadir toprak element'nin Fe oksitlerden belirli bir miktarda alındığını önermektedir.

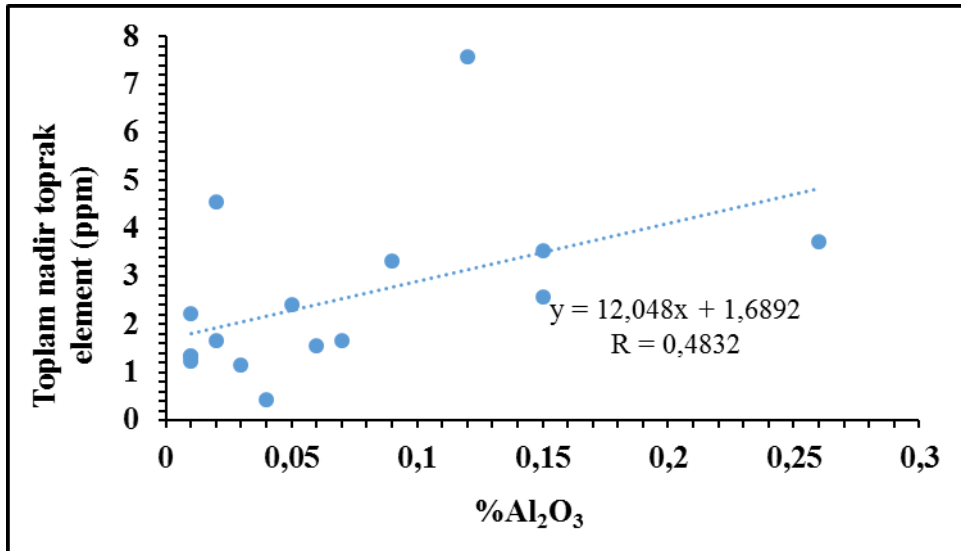


Şekil 6.5. Dolomitlerdeki % Fe₂O₃ – toplam nadir toprak element (ppm) grafiği

Kızıllören formasyonu dolomitleri için toplam nadir toprak element konsantrasyonlarına karşı % SiO₂ ve % Al₂O₃ konsantrasyonlarının karşılaştırılmasında SiO₂ çok çok zayıf bir pozitif bir ilişki gösterirken, Al₂O₃ zayıf bir pozitif bir ilişki sergilemektedir (Şekil 6.6, 6.7). Dolayısıyla bu dolomit örneklerindeki toplam nadir toprak element içerikleri Al ve/veya Si konsantrasyonlarının yükselmesiyle çok az artar. Bu silisiklastik kirlenme Fe 'e göre oldukça düşük olmaktadır.

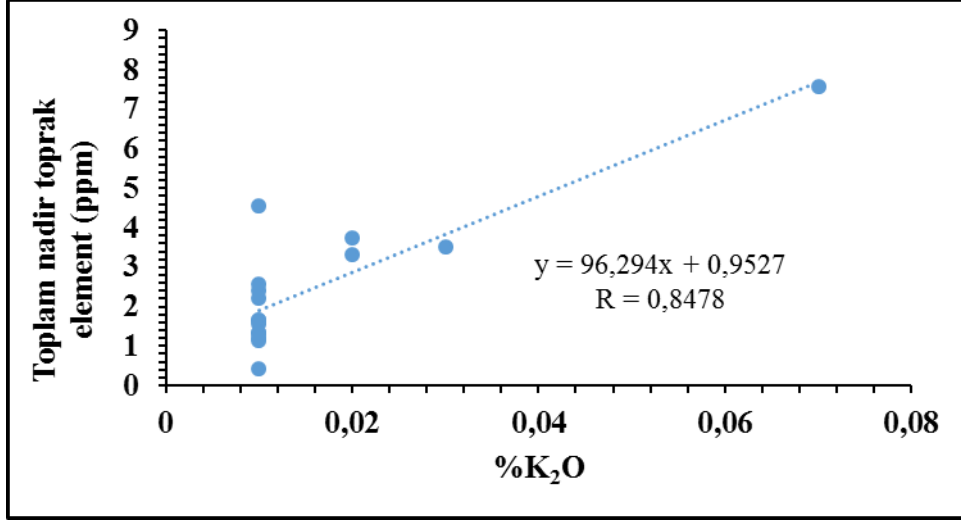


Şekil 6.6. Dolomitlerdeki % SiO₂ - toplam nadir toprak element grafiği



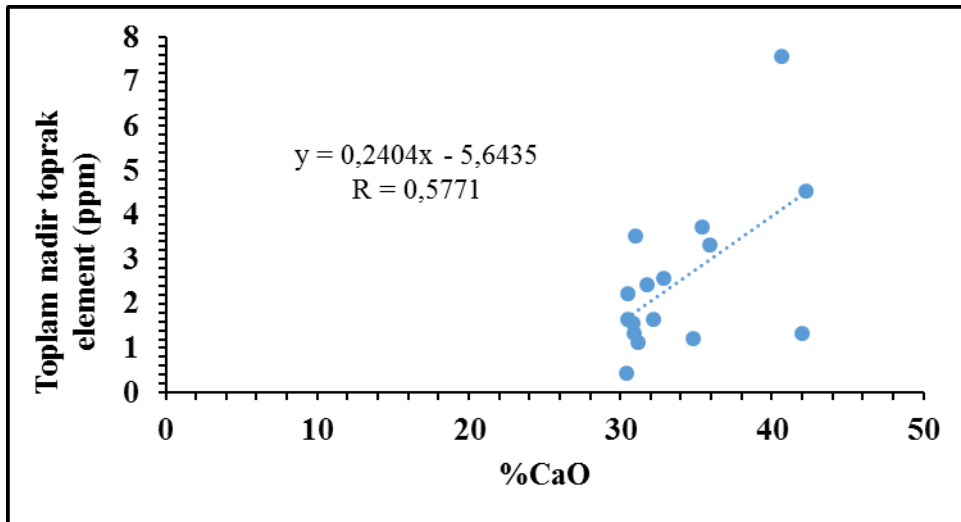
Şekil 6.7. Dolomitlerdeki % Al₂O₃ - toplam nadir toprak element grafiği

Kızıllören formasyonu dolomitleri için toplam nadir toprak element konsantrasyonlarına karşı % K₂O konsantrasyonlarının karşılaştırılmasında güçlü bir pozitif ilişki gözlenmektedir (Şekil 6.8).



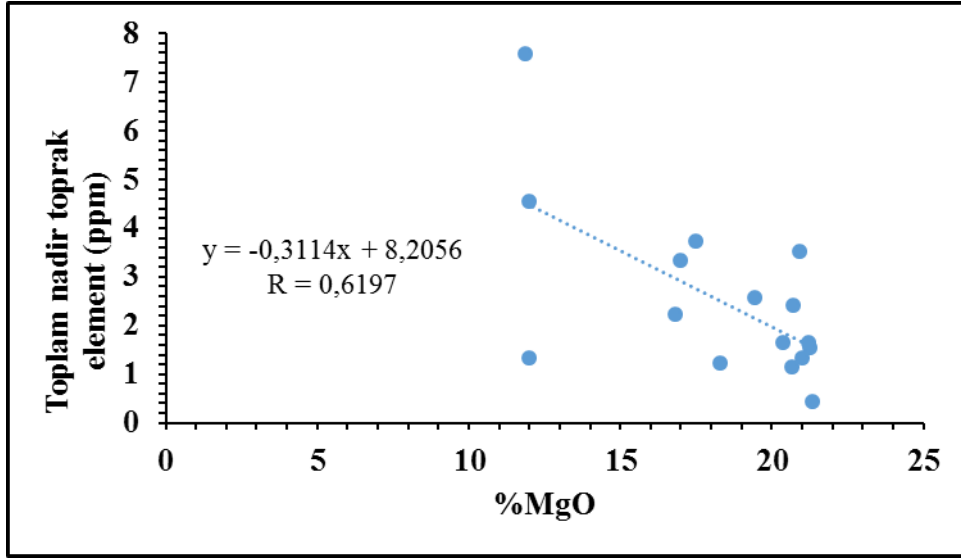
Şekil 6.8. Dolomitlerdeki % K₂O - toplam nadir toprak element grafiği

Kızıllören formasyonu dolomitleri için toplam nadir toprak element konsantrasyonlarına karşı % CaO konsantrasyonlarının karşılaştırılmasında orta derecede pozitif ilişki gözlenmektedir (Şekil 6.9).



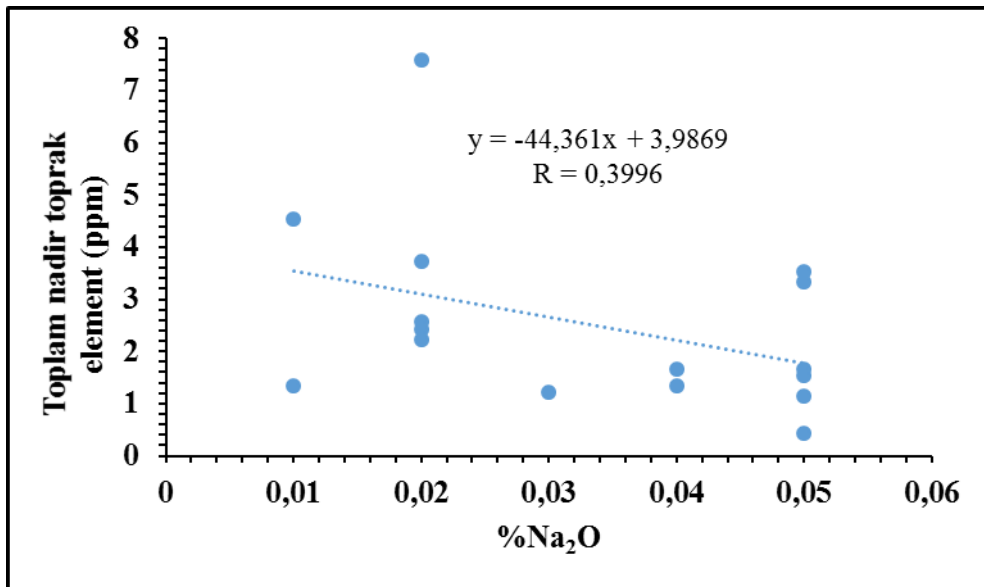
Şekil 6.9. Dolomitlerdeki % CaO - toplam nadir toprak element grafiği

Kızıllören formasyonu dolomitleri için toplam nadir toprak element konsantrasyonlarına karşı % MgO konsantrasyonlarının karşılaştırılmasında orta derecede negatif ilişki gözlenmektedir (Şekil 6.10).



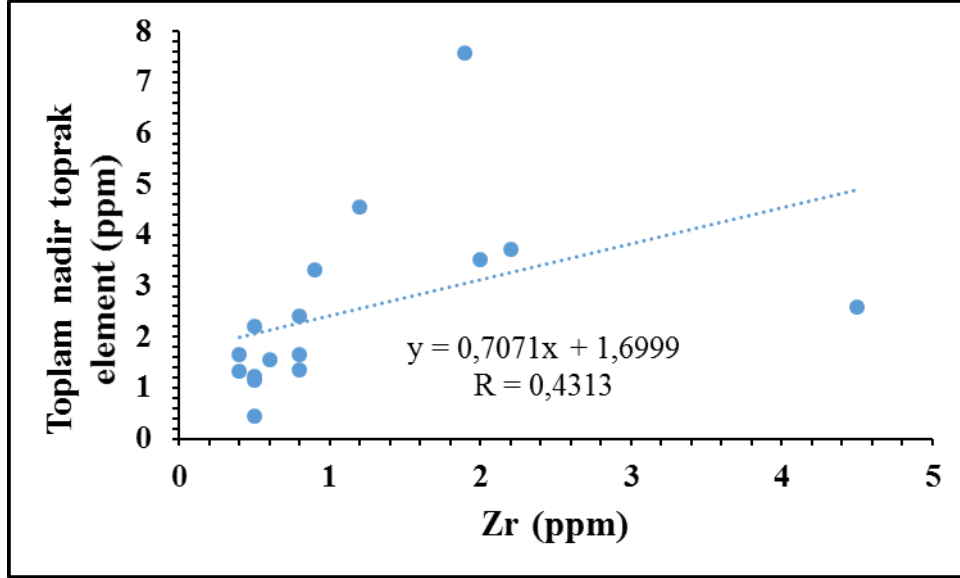
Şekil 6.10. Dolomitlerdeki % MgO - toplam nadir toprak element grafiği

Kızıllören formasyonu dolomitleri için toplam nadir toprak element konsantrasyonlarına karşı % Na₂O konsantrasyonlarının karşılaştırılmasında zayıf derecede negatif ilişki gözlenmektedir (Şekil 6.11).



Şekil 6.11. Dolomitlerdeki % Na₂O - toplam nadir toprak element grafiği

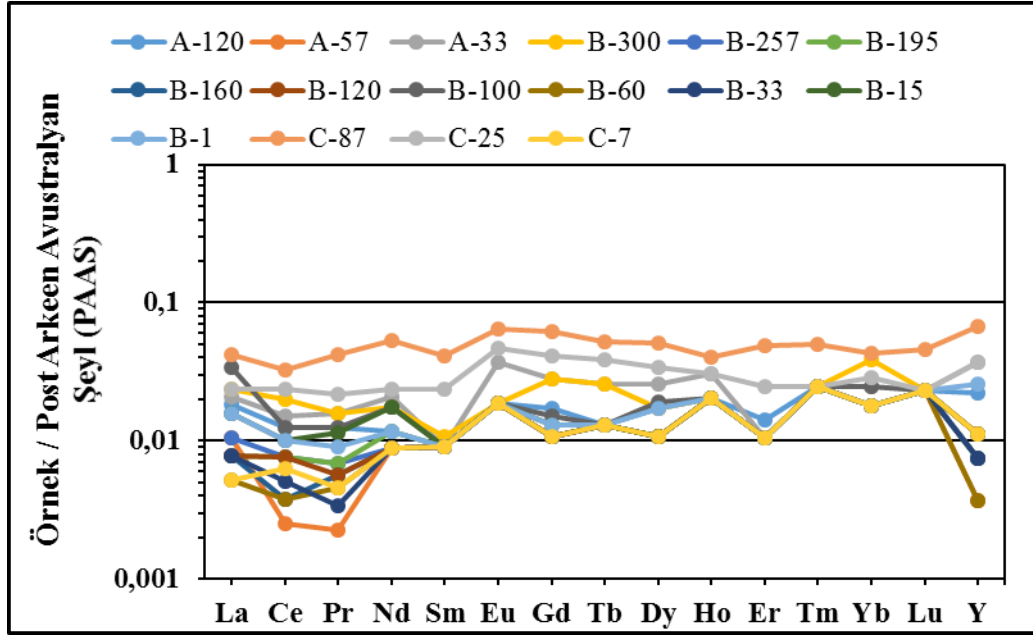
Kızılören formasyonu dolomitleri için toplam nadir toprak element konsantrasyonlarına karşı Zr (ppm) konsantrasyonlarının karşılaştırılmasında zayıf derecede pozitif ilişki gözlenmektedir (Şekil 6.12).



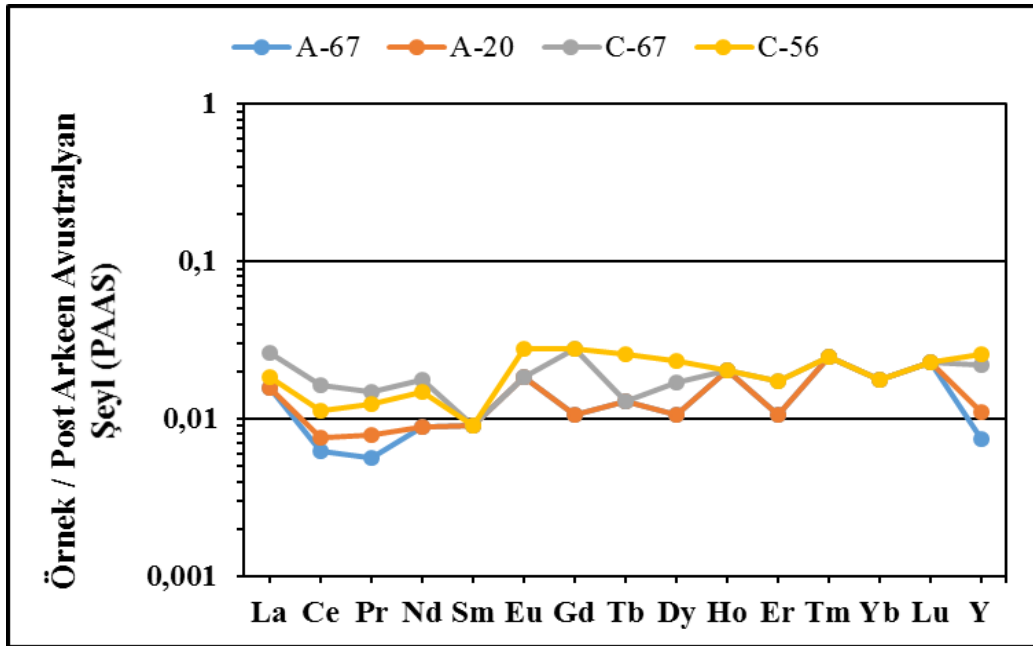
Şekil 6.12. Dolomitlerdeki Zr (ppm) - toplam nadir toprak element grafiği

Kızılören formasyonu dolomit örnekleri nadir toprak element'ce fakirleşmeyi gösterir, ayrıca örneklerin çoğunda negatif Ce anomalileri gözlenmesi yükseltgen ortamdaki dolomitleşmeyi önermektedir (Şekil 6.13).

Kızılören formasyonu dolomit örnekleri birincil olarak gelişen kireçtaşlarına benzer bir nadir toprak element fakirleşmesi göstermekle birlikte birincil kireçtaşlarına göre çok az zenginleşme de sunmaktadır (Şekil 6.13, 6.14).



Şekil 6.13. Kızılören formasyonu dolomitlerindeki nadir toprak element - Y dağılımı

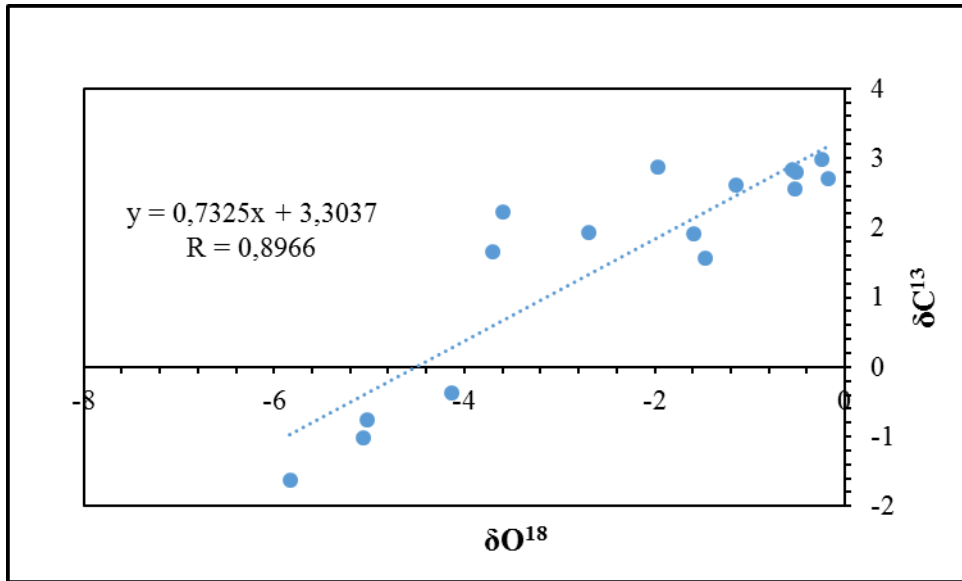


Şekil 6.14. Kızılören formasyonu kireçtaşlarındaki nadir toprak element – Y dağılımı

6.3. Duraylı İzotop Jeokimyası

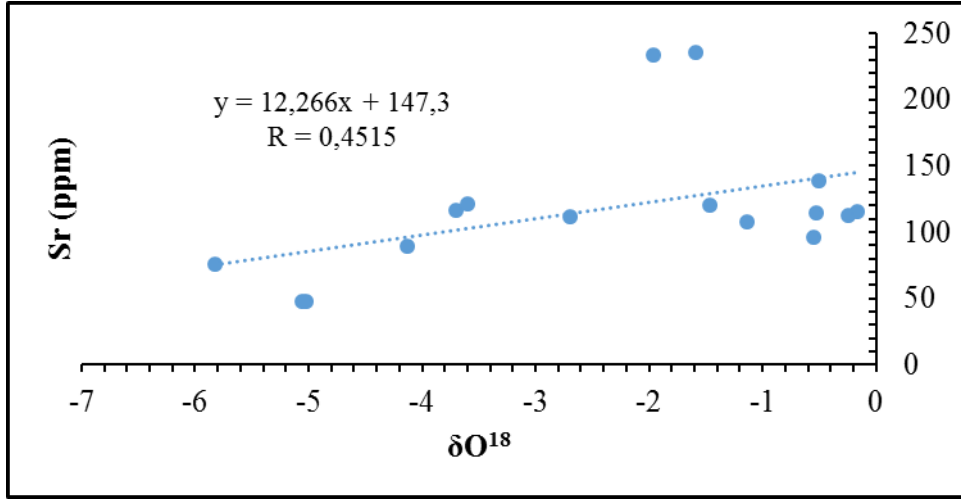
Dolomitleşme sıvılarının yüksek δO^{18} değerleri deniz suyu ve/veya evaporasyona uğramış deniz suyundan sonuçlanırken, düşük δO^{18} değerleri muhtemelen meteorik sulardan sonuçlanmıştır (Lu ve Meyers 1998).

Kızılören formasyonu dolomitlerin δO^{18} değerleri -0,17 ile -7,53 arasında, δC^{13} değerleri -1,63 ile 2,99 arasındadır (Şekil 6.15). Kızılören formasyonu dolomitlerinin bu karakteri erken diyajenezde sığ denizel karbonat ortamında sığ gömülmeli (gelgit içi – gelgit altı) karışım suyu (meteorik - denizel) alanında düşük sıcaklıkta ve geç diyajenezde orta - derin gömülme alanındaki havzasal tuzlu sulardan yüksek sıcaklıklarda oluşumu önermektedir. Erken dolomitleşme, bir karbonat platformunun sığ kısmında meydana gelir. Deniz seviyesi değişimleri resifal ve resif çevresindeki kireçtaşlarının yoğun bir şekilde dolomitleşmesinde bir etkiye sahip olabilir (Varol ve Matsumoto 2005).



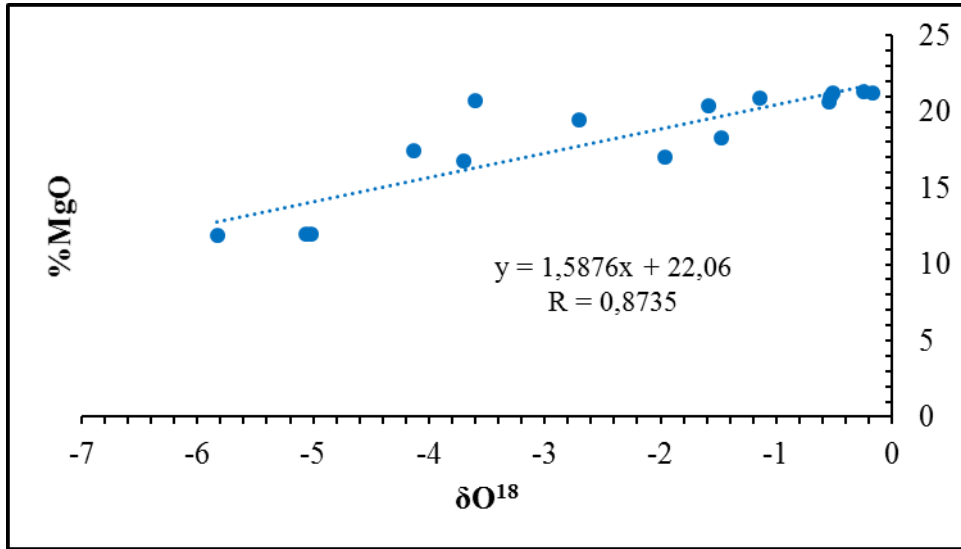
Şekil 6.15. δC^{13} (PDB) - δO^{18} (PDB) grafiği

Kızılören formasyonu dolomitlerinin δO^{18} – Sr diyagramı zayıf olarak pozitif korelasyon göstermektedir (Şekil 6.16).



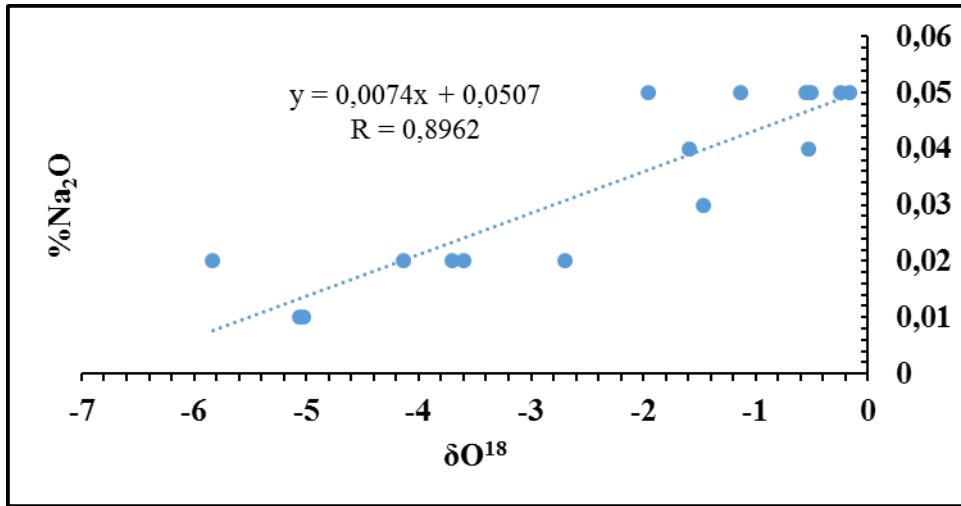
Şekil 6.16. δO^{18} (PDB) – Sr (ppm) grafiği

Kızılören formasyonu dolomitlerinin δO^{18} – % MgO diyagramı yüksek derecede pozitif korelasyon göstermektedir (Şekil 6.17).



Şekil 6.17. δO^{18} (PDB) – % MgO grafiği

Kızılören formasyonu dolomitlerinin δO^{18} – % Na_2O diyagramı yüksek derecede pozitif korelasyon göstermektedir (Şekil 6.18).



Şekil 6.18. δO^{18} (PDB) – $\% Na_2O$ grafiği

7. TARTIŞMA

7.1. Petrografik Yorumlar

Ünimodal, çok ince – ince kristalin planar-s (subhedral) dolomitler (df-1); küçük kristal boyutları (<60 µm) sınırlı subtidal ile supratidal ortamları gösterir (Amthor ve Friedman 1991). İnce kristal boyu erken diyajenetik dolomit ya da eş zamanlı neomorfizmanın ya da orijinal peritidal karbonat çamurtaşlarının erken replasesiyle sonuçlanabilir (Zenger 1983; Amthor ve Friedman 1991). Kristal boyu iki işlevin oran ilişkisiyle kontrol edilir; çekirdekleşme ve büyüme oranı (Spry 1969; Amthor ve Friedman 1991). Dolomit genellikle seçici olarak ince kristalin CaCO₃'ü replase eder (Murray ve Lucia 1967; Sibley ve ark. 1987; Amthor ve Friedman 1991). İnce partiküller hacimleriyle karşılaştırıldığında çok büyük yüzey alanına sahiptir ve bu yüzden çekirdekleşme oranı hızlıdır. Eğer çekirdekleşme oranı, büyüme oranıyla karşılaştırıldığında yüksek ise sonuçta kristal boyu küçük olacaktır (Amthor ve Friedman 1991). Deneysel veriler göstermiştir ki (Sibley ve ark. 1987) dolomit oluşumunun sonuç safhası artan kristal boyu ile artar. Bu diğerleri içinde daha ince kristalin kalsiyum karbonatın seçici dolomitizasyonu ve subtidal ile supratidal karbonat çamurlarının erken dolomitizasyonu ile izah edilebilir (Amthor ve Friedman 1991). Kızılören formasyonundaki ince kristalli dolomitler de tidal ve subtidal ortamlardaki karbonatların erken diyajenetik replasesiyle oluşmuştur.

Orta – iri kristalin planar-e (öhedral) mozayik dolomitler (df-2); çoğu zaman dolomitleşme öncesi dokunun delili olarak verilmiştir. Çünkü bireysel mozayiklerdeki kristal boyu unimodaldır ve dolomit için çekirdekleşme alanlarının homojen olarak dağıldığı düşünülebilir (Sibley 1982; Schofield 1984; Amthor ve Friedman 1991). Dolomit kristallerinin uzlaşan sınırların paylaşımını göstermesi onların in-sitü oluştuğunu ifade eder. Onlar uyuşan kristal sınırları oluşturmak için eş zamanlı olarak gelişir ve bitişik kristallerdeki zonların birleşik büyümesiyle planar-e mozayikler geliştirmiştir (Schofield 1984; Amthor ve Friedman 1991). İntrakristalin yontulma özelliklerinin yokluğu, devamlılık ve eşit genişlikte zonlar kristallerin sürekli gelişimini göstermektedir.

Orta kristalli planar-e (öhedral) replase dolomitler (df-3); kirli çekirdek, temiz kenar dokusu her yaşta kayalarda yaygındır (Sibley 1982; Amthor ve Friedman 1991). Dolomit romboederlerindeki interkristalin yontulma dolomitleşmeden sonraki çözünmeyi göstermektedir. Geç diyajenetik çatlak dolgusu dolomitler yüksek

sıcaklıklarda (gömülme orijinli) oluşmaktadırlar. Geç diyajenetik safhanın orta kristalli öhedral replase dolomitlerindeki dolomit romboederlerini kesen çatlak dolguları yüksek sıcaklıktaki (gömülme orijinli) oluşumu göstermektedir. Dolomit romboederlerinin öhedral formu, 50 – 100 °C'nin altındaki (yaklaşık kritik sıcaklık) sıcaklıklardaki oluşumu önermektedir, çünkü daha yüksek sıcaklıklar anhedral formları oluşturur (Sibley ve Gregg, 1987; Ramadan, 2014). Ayrıca, kimyasal kompaksiyon çözünme kırışıkları (damarları) boyunca planar dolomit kristallerini konsantre edebilir.

Unimodal, orta – iri kristalli non-planar-s-a (subhedral-anhedral) replase dolomitler (df-4); önceki kireçtaşı ya da dolomitin replasesi şeklinde oluşmaktadır. Bu tip replase genellikle orijinal depozisyonel dokuları bütünüyle yokeder (Amthor ve Friedman 1991). Bu dolomit tipi Gregg ve Sibley (1984) ve Sibley ve Gregg (1987) tarafından tanımlanan ksenotopik-a dolomite karşılık gelmektedir (Ramadan, 2014). Onlar ksenotopik dolomit dokusunun yüksek sıcaklıklarda önceden mevcut dolomitin neomorfik rekristalizasyonu ya da kireçtaşının replasesinden sonuçlandığını önermektedirler. Folk (1959) gömülme ortamında önceki kireçtaşının replasesinden non-planar-a dolomiti tanımlamıştır. Böyle bir replase sadece belirli zonlarda oluşabilir ki, orijinal olarak yüksek porozite ve permeabiliteyle karakterizedir. Bu iri non-planar dolomit çimento genellikle sadle dolomit olarak isimlendirilir (Radke ve Mathis, 1980; Amthor ve Friedman 1991). Bu dolomitlerin hemen hepsi yüksek sıcaklıkta (60-150°C; Radke ve Mathis, 1980) ve yüksek tuzluluktaki havzasal sulardan oluştuğu şeklinde yorumlanmıştır (Ramadan, 2014). Şimdiye kadar denizel ya da hiposalin sulardan düşük sıcaklıklarda sadle dolomit oluşumunun hiçbir kesin kanıtı bulunamamıştır (Amthor ve Friedman 1991; Ramadan, 2014).

İnce - orta kristalli planar-e-s (öhedral-subhedral) mozayik dolomitler (df-5); ince kristalin matriks dolomit genellikle fabrik yokedicidir (Lonnee, 1999). Bu safhada çamur destekli sedimentlerdeki mikritik matriks ve fosil bileşenler replase edilir. İnce kristalin matriks dolomit ilk kimyasal kompaksiyondan sonra oluşumla sınırlandırılmıştır, ancak orta kristalin matriks dolomit ile yaklaşık eşzamanlıdır. Orta kristalin matriks dolomit fabrik yokedici replase dolomit şeklindedir.

Polimodal planar-e-s (öhedral-subhedral) mozayik dolomitler (df-6); fosiller ve unimodal matriksin mimetik ve non-mimetik replasesiyle oluşurlar (Sibley ve Gregg, 1987). Eğer dolomitleşme çözeltisi dolomit ile ilgili biraz daha az süper doygunsa, matriks dolomitleşebilir fakat fosiller dolomitleşmeden kalabilir (Sibley ve Gregg, 1987). Fosiller dolomitleşmeden kalır çünkü daha az doygunluk durumunda çok az

dolomit çekirdeği çok iri kalsit üzerinde oluşur. Eğer bu fosiller kalsit olarak kalırsa, sonuçlanan kaya replase edilmemiş allokemlerle unimodal, planar-s dolomit şeklinde olacaktır (Sibley ve Gregg, 1987). Eğer allokemler dolomitleşmeye dirençli ise yaklaşık kritik sıcaklık ya da kritik doygunluk üzerinde daha sonra dolomitleşir, sonuçlanan doku non-planar dolomitli, non-mimetik replase allokemler ve planar-s matriksli polimodal olabilir (Sibley ve Gregg, 1987). Bir diğer olasılık, replase olmayan fosiller ya dolomitleşme esnasında ya da dolomitleşmeden sonra kalıplar bırakarak çözünecektir (Sibley ve Gregg, 1987). Eğer dolomitize olmayan matriks ve allokemler çözünürse, sonuçlanan dolomit unimodal, planar-e dolomit olacaktır. Dolomitlerin bu şekli yaygın olarak şekerimsi olarak refere edilmektedir. Sibley ve Gregg (1987) tarafından tasvir edilen duruma benzer olarak gelişebilir, fakat dolomit boşluk tümüyle dolana kadar gelişmeye devam edebilir ve unimodal, planar-s dolomit ortaya çıkar (Sibley ve Gregg, 1987; Ramadan, 2014).

İri – çok iri anhedral çimento dolomitler (df-7), genellikle sadle dolomit olarak isimlendirilir (Radke ve Mathis 1980). Bu dolomitlerin hemen hemen hepsi yükseltilmiş sıcaklıklarda (60 – 150⁰C; Radke ve Mathis 1980) ve yüksek tuzluluktaki tuzlu sulardan oluşmuş şeklinde yorumlanmıştır (Amthor ve Friedman 1991). Şimdiye kadar kesin delili sağlanamayan sadle dolomitler hiposalin su, ya da denizelden düşük sıcaklıklarda oluşabilir (Radke ve Mathis 1980; Machel 1987). Anhedral çimento dolomit bu delil yetersizliğinde deniz suyundan daha yüksek tuzluluklar ile tuzlu sulardan yükseltilmiş sıcaklıklarda oluşmuş olarak da yorumlanmıştır (Amthor ve Friedman 1991). Kızılören formasyonu dolomitlerinde gözlenen sadle dolomitlerin de orta - derin gömülmeyle yükseltilmiş sıcaklıklarda havzasal tuzlu sulardan oluştuğu düşünülmektedir.

Mikrobreşik dolomitler (df-8); kırık ve çatlakların oluşum zamanı, kaya ya da sedimentin durumunu yansıtırken, lokal ya da bölgesel tektonik olayların delilini sağlarlar (Boillot ve ark., 1988). Onlar göreceli kronolojiyi belirlemeye yardımcıdır, ki bazen zamanı belirleyebilirler ve onlar porozitenin tekrar oluşmasında da önemli olabilirler (Boillot ve ark., 1988). Kırık ve çatlaklar bu yüzden bir diyajenetik çalışmada büyük öneme sahiptir. Kronolojik sıra, orijinal kayanın taşlaşma durumuyla ilişkisini ve sitilolitleşmeyle ilişkisini kurmaktadır. Çatlak hattı iki tip çatlak ayırımında kullanılmaktadır: (1) belirli geometrileri olmaksızın tırtıklı ya da düzensiz kenarlı dalgalı (zikzaklı) çatlaklar, (2) zikzaklı, pürüzsüz ya da düzensiz (yakından incelemede) kenarlı kabaca doğrusal çatlaklar (Boillot ve ark., 1988).

Dolomit, çatlakların bir şebekesiyle parçalara ayrılır ve breşik zonlar oluşur ki siltler, çimentolar ve rekristalize zonları içeren dolguların farklı tipleriyle kapatılır (Boillot ve ark., 1988). Bazı boşluklar grimsi – açık kahverengi ya da sarı renkli çeşitli sedimentlerce kısmen ya da tamamen doldurulur. Çok sayıda kaya parçaları bu aynı sedimentlerle kaplanır.

Hidrotermal breşler genellikle 150 – 350 °C arasında sığ kabuksal seviyelerde (<1 km) bir derin yeraltı fayı boyunca sismik veya volkanik aktivite bir boşluk açılmasına neden olduğunda gelişir. Sıcak suda boşluk kazanılır ve su şiddetlice kaynayınca boşluk içersindeki basınç düşer. İlâveten, boşluğun aniden açılması fayın yanlarındaki kayanın stabilitesinin bozulmasına ve içeriye doğru patlamasına, kaya, buhar ve kaynar suyun karışımının çalkalanmasıyla kırılan kayanın tutulmasına neden olur. Kaya parçaları birbiriyle ve boşluğun yanlarıyla çarpışır ve köşeli parçalar daha yuvarlaklaşır. Uçucu gazlar özellikle karbondioksit kaynama devam ederken buhar safhasına katılır. Sonuç olarak, sıvıların kimyası değişir ve cevher mineralleri hızlıca çökeltir (Boillot ve ark., 1988).

Hidrotermal breşler genellikle yüksek basınçlı hidrotermal sıvılarca kayaların hidroçatlaklanmasıyla oluşturulur. Onlar tipik olarak epitermel cevher ortamı olurlar. Mesotermal rejimde çok daha büyük derinliklerde litostatik basınç altındaki sıvılar, dağ inşaasıyla ilişkili sismik aktivite esnasında yükselebilirler. Basınçlı sıvılar daha sığ kabuksal seviyelere doğru yükselirler ki daha düşük hidrostatik basınç altına girerler. Onların yolculuğunda, yüksek basınç sıvıları hidroçatlaklanmayla kayayı çatlatır, köşeli in sitü breş oluşturur. Yuvarlaklaşmış kaya parçaları mesotermal rejimde oluşum olayı kısa olduğundan çok az görülmektedir. Eğer kaynama gelişirse metan ve hidrojen sülfid buhar safhasına geçebilir ve cevher çökebilir (Boillot ve ark., 1988).

Kızılören formasyonu dolomitlerinde parçaların köşeli olması mesotermal evredeki bir oluşumu ve herhangi bir cevherleşme gözlenmemesi de hidrotermal kaynamanın en azından bu zonda (Kızılören breşik dolomit zonunda) gelişmediğini ifade etmektedir. Parçaların kenarlarında atmosferik yüzeylemeyi gösteren okside kabuklanmanın olmaması bu görüşü desteklemektedir.

Folk (1959) iz (ghost) çökeltme dokulu iri kristalin kompozit dolomitlerin çok büyük derinliğe gömülen kireçtaşlarının ornatılmasından sonuçlandığını önermiştir. Sitolitik kalıntılı iri kristalin dolomit ise sitilolitizasyondan sonra dolomitleşmeyi gösteren orta derinliklerde gömülmeyi ifade eder (Bathurst 1975; Lee ve Friedman 1987).

Kireçtaşlarındaki sitilolitleşmenin başlangıcı yaklaşık 500 m'dir (Dunnington 1967; Lind 1993; Nicolaidis ve Wallace 1997; Duggan 2004). 10 cm ya da daha büyük amplitüdümlü yatay sitilolitler bulunur ise de litofasiyelerin çoğunda 1 cm'den daha küçüktür. Daha büyük amplitüdümlü sitilolitlerin daha küçük amplitüdümlü sitilolitleri kesmesi önermektedir ki verilen bir litolojideki sitilolizasyon ilerleyen orta ve derin gömülme esnasında oluşmuştur (Duggan 2004). Kızılören formasyonu dolomitlerinde gözlenen sitilolitlerin amplitüdümleri <1 cm olduğundan sığ – orta gömülme önermektedir. Sitilolitlerin sınırlarında gözlenen koyu renklemenin muhtemelen organik kökenli olduğu düşünülmektedir.

7.2. Jeokimyasal Yorumlar

Fe ve Mn meteorik sularda Na ve K'dan daha düşük konsantrasyonlarda olmakla birlikte örneklerde Na azalırken Fe ve Mn artar ise bu muhtemelen bol miktardaki organik maddenin sürekli redüksiyonu ile ilişkilidir (Mahboubi ve ark. 2002). Ayrıca Fe⁺² ve Mn⁺²'nin indirgen formları karbonat minerallerinde bulunmaktadır; bu yüzden Fe ve Mn konsantrasyonlarındaki artma karbonatların indirgen şartlar altında çökeldiğini ifade eder (Mahboubi ve ark. 2002).

Birincil oksik denizel karbonatların <100 ppm Fe ve <10 ppm Mn'a sahip oldukları tahmin edilmiştir (Veizer 1983; Satterley ve ark. 1994), şöyleki bu elementlerin seviyeleri diyajenetik zenginleşmenin derecesini yansıtır.

Mg, Fe ve Mn'in önceki karbonatlardan sağlanıp sağlanmadığının belirlenmesi güçtür (Srinivasan ve ark. 1994). Zengin Fe konsantrasyonları Fe'ce zengin sıvılardan birincil oluşumun sonucu olabilir (Srinivasan ve ark. 1994). Detritik taneler üzerinde atmosferik yüzeyleme esnasında demiroksit kabuklanmalar oluşması muhtemeldir (Srinivasan ve Walker 1993; Srinivasan ve ark. 1994), böylece indirgen diyajenez şartları altında Fe'in lokal kaynağı olarak korunabilirler. Alternatif olarak havzasal sıvılardan alınan kompaksiyonun mevcudiyetinde gömülme esnasında erken ince taneli dolomitlerin (kötü düzenlenmeli ve çok düşük stoikiyometrik) rekristalizasyonu (Mazzullo 1992) Fe⁺² konsantrasyonlarının yükseltilmesine katkıda bulunabilir (Srinivasan ve ark. 1994). Genelde Holosen dolomitleri ince kristalli (<10 µm), düşük Fe'li ve non-stoikiyometriktir (Land 1985; Carballo ve ark. 1987; Hardie 1987; Sibley 1990; Mazzullo 1992; Srinivasan ve ark. 1994). Güncel dolomitin stoikiyometrisi yaş

ile artar (Lumsden ve Chimahusky 1980; McKenzie 1981; Gregg ve ark. 1992; Srinivasan ve ark. 1994). Bununla beraber yaşlı dolomitler genellikle stoikiyometrinin daha yüksek derecesini gösterme eğilimindedir. Bu stoikiyometrideki artış, neomorfik alterasyona atfedilebilir (Carpenter 1980; Land 1980, 1985; Sibley 1990; Mazzullo 1992; Srinivasan ve ark. 1994).

Yüzeğe yakın oksitlenmiş sıvıların dolomitlere doğru süzülmesi, dolomit çözünmesini ve sonra oksit/hidroksit çökelimini açıklayabilir (Nader ve ark. 2007). Meteorik su gibi yüzeğe yakın sular genelde oksitlenir ve çözünmez Fe – oksit/hidroksit ve Mn – oksit/hidroksitin hızlı çökelimini destekler (Lohmann 1988; Nader ve ark. 2007). Oksidasyon – redüksiyon sisteminin matriks çözünme porozitesi içerisinde Mn ve Fe'in tahliyesini sonuçlandırdığı ve sonradan onların daha sonraki çimento safhalarına ve/veya içersine uygun dahil edilmesini kontrol ettiğine inanılmaktadır (Brand ve Veizer 1980; Lohmann 1988; Nader ve ark. 2007).

Barnaby ve Read (1992), Fe ve Mn arasındaki pozitif korelasyonun gömülme dolomitlerinde yaygın olarak gözlenen bir özellik olduğunu belirtmiştir. Kızılören formasyonu dolomitlerinde gözlenen Fe ve Mn arasındaki pozitif korelasyonda (Şekil 6.3) gömülme dolomitleşmesini ifade etmektedir.

Fe ve Al arasında çok zayıf bir pozitif korelasyon (Şekil 6.4) gözlenmesi terijen kirlenmenin oldukça az olduğunu belirtmektedir.

Baryum (Ba) denizel karbonatlarda <60 ppm, karasal karbonatlarda ise >60 ppm oranında bulunmaktadır. Kızılören formasyonu dolomitlerinde gözlenen Ba miktarı bir örnek (C-25; Çizelge 6.2) hariç <60 şeklindedir. Yine Kızılören formasyonu kireçtaşlarında gözlenen Ba oranları da bir örnek (C-56) hariç <60 ppm şeklindedir. Dolayısıyla >60 ppm Ba değerleri Kızılören formasyonu karbonatlarının çökelimi esnasında karasal yıkanmaya bağlı olarak karasal ortamdan getirilen katkıyı (Ör., akarsu girdisi) belirtmektedir.

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 tatlı su orijinlerine nispeten Na ve Sr'ca zenginleşmiş olmalarına (Kinsman 1969; Land ve Hoops 1973; Land 1980; Morrow 1990a) ve ağır oksijen izotoplarına (Keith ve Weber 1964; Tan ve Hudson 1971; Andrews ve ark. 1993) sahip olduklarına dayandırılan bir görüştür (Wanas 2002). Şu da bilinmektedir, ki karbonat kayaların Na ve Sr içeriklerinde meteorik sular ile diyajenezleri esnasında fakirleşmeleri de söz konusudur (Land ve ark.

1975; Walls ve ark. 1979; Allan ve Mattheus 1982; Holail ve ark. 1988; El-Hinnawi ve Loukina 1993; Wanas 2002).

Wanas (2002) 1030 – 5120 ppm (ortalama=3008 ppm) Na içeriğinin hipersalin ya da evaporitik dolomitlerinkine çok benzer olduğunu belirtmiştir (Land ve Hoops 1973; Mitchell ve ark. 1987); 520 – 890 ppm (ortalama=656 ppm) Na içeriğinin ise denizel ile denizel – meteorik su karışım dolomitlerinin konsantrasyonlarına uyduğunu ifade etmiştir (Land ve ark. 1975; Randazzo ve Cook 1987; Holail 1989).

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 ark. 1987).

Düşük Sr konsantrasyonları (<300 ppm) deniz suyundan bir orijini onaylamaktadır (Budd 1997; Suzuki ve ark. 2006). Veizer (1977) Kuvaterner öncesi kireçtaşlarının Sr içeriğinin yaklaşık ortalamasının 320 ppm civarında olduğunu belirtmiştir (Rao 1989). Kızılören formasyonu dolomit örneklerindeki Sr oranlarının 48 ppm – 233 ppm (ortalama=118 ppm) olması Veizer'in (1977) belirttiği oranın çok aşağısındadır. Dolayısıyla bu kaybın meteorik diyajenez sonucu olduğunu, yani denizel – meteorik karışım zonu dolomitleri olduğunu düşündürmektedir.

Milliman (1974) güncel denizel karbonat çökellerindeki aragonitin yaklaşık 2500 ppm Na ve kalsitin yaklaşık 250 ppm Na içerdiğini belirtmiştir. Diyajenez esnasında Na, meteorik suların artan etkisiyle bir derece artarak kaybolur (Rao 1989). Dolayısıyla Kızılören formasyonu dolomit örneklerinde gözlenen düşük (58-292 ppm; ortalama=193 ppm) Na oranları orijinal kayanın büyük ölçüde kalsit olduğunu ifade etmektedir, çünkü meteorik diyajenez azaltılmasına bağlı olarak çoğu örnek güncel kalsitten daha az orana sahiptir.

Milliman (1974) ve Rao (1989) güncel aragonitik denizel sedimentlerde <20 ppm Mn bulunduğunu belirtmiştir. Brand ve Veizer (1980) meteorik diyajenezin etkisiyle Mn'in arttığını ifade etmiştir. Oksidasyon şartları CaCO₃'daki Mn'in birlikteliğini büyük ölçüde engeller, oysaki indirgen şartlar altında kalsit Mn'in birkaç yüzdesine sahip olabilir (Thompson 1972; Pingitore 1978; Shanmugam ve Benedict 1983; Rao 1989). Kızılören formasyonu dolomit örnekleri 77 – 232 ppm (ortalama=92 ppm) Mn içeriğine sahip olup, orijinal olarak aragonit mineralojisini, peritidal depolanma esnasındaki oksidasyon şartlarını (bazı örneklerde Mn'in limit değerler

altında gözlenmesi) ve meteorik diyajenezin artan etkisini yansıttığı şeklinde yorumlanmıştır. Rao (1989) Mn konsantrasyonlarının artan dolomitleşmeyle az miktarda değiştiğini ve Mn'in çökeltilen solusyonlarda azaldığını vurgulamıştır. Yine Rao (1989) 52 – 414 ppm (ortalama=116 ppm) Mn oranlarının oksidasyon şartlarının egemenliğini gösterdiğini belirtmiştir. Bu yüzden de dolomitlerin egemen olarak denizel sulardaki erken diyajenez esnasında oluştuğunu ifade etmiştir. Ayrıca, Rao ve Naqvi (1977) denizel – meteorik karışım dolomitlerinin çok yüksek (~ 2500 ppm) Mn içerdiğini vurgulamıştır.

Su sütunundaki oksijen seviyeleri bazı iz elementlerin oksidasyon durumunu etkiler ve deniz suyunda onların seçici çözünürlüğünü ve dolayısıyla denizel sedimentlerde onların zenginleşme derecesini kontrol eder (Arnaboldi ve Meyers, 2007; Azmy ve ark., 2009; Hua ve ark., 2013). Yani, sedimentler ve sedimanter kayalardaki iz element bolluklarını, sediment depolanması esnasında dip suyu ve sedimentlerin muhtemel oksijen durumu tahminde bize izin verir (Hua ve ark., 2013).

Sarıbayır Sırtı ölçülü stratigrafi kesitindeki (C) üç örnek (C-7, C-25, C-87; Çizelge 6.2) hariç (diyajenetik alterasyondan etkilenmiştir) Karagüney Tepe ölçülü stratigrafi kesiti (A) ve Doğudağ ölçülü stratigrafi kesitindeki (B) bütün örneklerde Mn/Sr oranının çok düşük (<3) olması birincil jeokimyasal özelliklerin yüksek derecede korunduğunu göstermektedir.

Öksinik, dioksik ve oksik durumlar arasındaki geçişler sırasıyla sakin su dış şelf ve yüksek enerjili subtidal zonda gelişebilir (Hua et al., 2013).

Kızılören formasyonu karbonatlarında gözlenen Mo/U oranları 7'den oldukça küçük (<0,66) değerlerde olduğundan oksik şartları belirtmektedir. Ni/Co oranları çoğunlukla (12 örnek) >7 olup anoksik ortamı belirtirken az sayıdaki (4 örnek) örnekler de <5 oksik şartları ifade etmektedirler. V/Cr oranları bir örnek (=2) hariç diğer hepsi <2 olduğundan oksik şartları belirtmekte ve bir örnek dioksik şartı belirtmektedir. U/Th oranları bütün örneklerde >1,25 olduğundan anoksik şartları göstermektedir. Dolayısıyla Kızılören formasyonu karbonatları oksik – anoksik şartların herikisini de yansıtmaktadır.

Nadir toprak element + Y diyagramında (Şekil 6.49) bazı örneklerde pozitif Y anomali göstermesi minimum karasal girdiyi ifade ederken, bazı örneklerde negatif anomali göstermesi de zaman zaman nispeten fazla karasal girdiyi belirtmektedir. Bununla beraber, bütün örneklerdeki Zr konsantrasyonları 16 ppm den daha küçük olduğundan (0,4 ile 4,5 ppm arasında) ortalama üst kabuk değerinden çok düşük

olmakta ve bu da Kızılören formasyonu karbonatlarının çökelişi esnasında karasal girdinin çok düşük olduğunu ifade etmektedir.

Kızılören formasyonu karbonatlarındaki toplam nadir toprak element içerikleri ile Zr konsantrasyonları (0,43) önemli bir korelasyon göstermemektedir (Şekil 6.12). Bu yüzden, bu örneklerdeki nadir toprak element + Y dağılımları lokal terijen etkiden ziyade çökeliş suyunun birincil özelliğidir. Hua et al. (2013) yaptıkları çalışmada 4 bölüme ayırdıkları istifin en üst bölümündeki nadir toprak element + Y modelinin diğer üç bölümden açık olarak farklı bir aralığı gösterdiğini, bu örneklerin tipik deniz suyu özelliklerini taşıdığını (Ör. hafif nadir toprak element fakirleşmesi, belirgin pozitif La ve Y anomalisi, negatif Ce anomalisi, orijinal su bileşimini temsil eder) belirtmişlerdir. Ayrıca araştırmacılar PAAS normalize nadir toprak element + Y diyagramında gözlenen negatif Ce anomalisinin oksijenli subtidal/intertidal ortamda çökelmeyi yansıttığını vurgulamışlardır. Oksitleyici şartlar altında, Ce^{+3} Ce^{+4} 'e oksitlenir, diğer nadir toprak elementlerinden Ce'un ayrılmasıyla sonuçlanan daha az çözünür Ce^{+4} türlerinin ve/veya parçacıkların yüzeyinde Ce^{+4} türlerinin tercihli adsorpsiyonuna neden olur. Bu prosesler belirgin bir negatif Ce anomalisine sebep olacaktır (Bau ve Dulski, 1996; Hua ve ark., 2013). Buna dayanarak, denizel karbonatlardaki negatif Ce anomalileri ya su sütunundaki ya da su-sediment arayüzeyindeki oksitleyici koşulları yansıttığı olarak kabul edilmiştir. Hidrotermal alterasyon nadir toprak element içeriklerinin yükselmesine öncülük edebilir (Frimmel ve Lane, 2005). Eu anomalileri hidrotermal sıvıların redoks durumuna ve toplam sülfid aktivitesine bağlıdır (Frimmel ve Lane, 2005). Karbonatlardaki negatif Eu anomalileri karbonatların demiroksit içerdiğini gösterirken, pozitif Eu anomalileri ise karbonatların pirit içerdiğini ifade etmektedir (Frimmel ve Lane, 2005). Kızılören formasyonu dolomitlerinde çoğu örneklerde gözlenen negatif Ce anomalisi alkalın şartları belirtirken, bazı örneklerdeki pozitif Ce anomalisi de asidik şartları belirtmektedir. Ayrıca Kızılören formasyonu dolomitlerinin bütün örneklerinin pozitif Eu anomalisi göstermesi indirgen şartları ifade etmektedir.

Toplam nadir toprak element ile Al_2O_3 arasında kuvvetli pozitif, CaO arasında ise kuvvetli negatif korelasyonun mevcudiyeti incelenen sediment içerisinde terijen malzeme fraksiyonunun varlığına ve kimyasal kökenli kayaç içerisindeki nadir toprak element varlığının bu faza bağlı olduğunu gösterir (Nagarajan ve ark., 2011). Kızılören formasyonu dolomitlerinde toplam nadir toprak element ile Al_2O_3 arasında gözlenen zayıf pozitif korelasyon ve toplam nadir toprak element ile

CaO arasında gözlenen zayıf pozitif korelasyon karbonat çökelişi esnasında az bir karasal girdiyi ve karbonat fazından alınan nadir toprak element'yi belirtmektedir.

Denizel ortamlarda oluşan karbonatlar, tatlı su ortamlarında oluşan karbonatlara göre δC^{13} ve δO^{18} bakımından daha zengindirler (Land ve ark. 1975). Karbonat minerallerinin diyajenezinde yağmur suyu çok etkilidir (Land ve ark. 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).

Wanas (2002) ‰ +0,98 ile +1,8 PDB δO^{18} değerli dolomitlerin diğer jeolojik ortamların denizel ile hipersalin eski dolomitleri (Scholle ve Arthur 1980; Holail 1989; Mriheel ve Anketell 2000) ile uyumlu olduğunu belirtmiştir. Diğer taraftan nispeten düşük δO^{18} değerlerinin (‰+0,9 ile -0,4 PDB) denizel ile denizel – meteorik su karışım dolomitlerine yakın olarak benzediğini ifade etmiştir (Land ve ark. 1975; Choquette ve Steinen 1980).

Wanas (2002) dolomitlerdeki δC^{13} değerlerinin çoğunlukla sülfat indirgeyen bakteriler tarafından organik maddenin bozunması ve biyojenik birincil karbonatın çözünmesi, gözenek suyu karbonat iyonlarından sağlanan CO_2 'nin nispi miktarına (Irwin ve ark. 1977; Shaw 1989; Compton ve ark. 1994) bağlı olduğunu ifade etmiştir. Böylece δC^{13} değerleri organojenik dolomitlere karşı biyojenik ve non-biyojenik arasındaki fark ile kullanılabilir (Wanas 2002). Bu fikre dayandırılan 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 ark. 1988; Shaw 1989; Compton ve ark. 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. Bu karbonatların oluşumunda biyojenik karbonatların katkıda bulunma olasılığı, karbonat fosillerin moldlarının yokluğuyla gösterildiği gibi doküman edilmemiştir. Böylece non-biyojenik karbonatça zengin su, dolomit karbonatın oluşumu için ana katkı sağlayıcıdır (Wanas 2002).

Oksijen izotopik bileşimleri sıcaklık ve dolomitleşme sınırlarının δO^{18} 'i tarafından kontrol edilirler (Varol ve Matsumoto 2005). İzotopik olarak hafif oksijen

dolomitleri daha yüksek sıcaklıklar ve/veya hafif oksijen sıvılarından çökelişini düşündürmektedir.

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 ark. 1987; Ruppel ve Cander 1988; Purser ve ark. 1994; Qing ve ark. 2001). Bu araştırmacılar sürekli dolomitleşme için Mg'un bir tükenmez kaynağı olarak hafifçe değişmiş deniz suyu ya da deniz suyu, karbonat platformu üzerinde üretilen non-evaporitik dolomit için ana etki olabileceğini vurgulamışlardır (Varol ve Matsumoto 2005). Sun (1994) da yer tarihinin evaporitleri karakterize eden sera (gnadir toprak elementhouse) periyodlarından yoksun metre ölçeğinde dolomitleşmiş peritidal devirsel karbonatları önermiştir (Varol ve Matsumoto, 2005). O, dolomitleşmenin hafif artan tuzluluktaki denizel suların geriye akışı ve tekrarlanan taşkınlardan yanal olarak yaygın platform üst ortamlarında oluşabileceğini ifade etmiştir. Haas ve Demeny (2002) erken dolomitleşmenin iklim ve yüksek sıklıktaki deniz seviye değişimleri tarafından kontrol edildiğini tartışmıştır.

Varol ve Matsumoto (2005) tarafından Orta Devoniyen karbonat ardıllığındaki erken dolomitleşme için önerilen model, Tucker ve Wright (1990) ile Haas ve Demeny (2002) tarafından tanımlanan yüksek sıklıktaki deniz seviye değişimleri ile sürdürülen sınırlı platform ortamındaki hafif evaporitif (penesaline) deniz suyu tarafından peritidal karbonatların dolomitleşme modeline kısmen benzemektedir.

Erken diyajenetik dolomitlerin izotopik bileşimleri dolomitleşme sıvısının normal deniz suyu ya da evaporasyon vasıtasıyla hafif konsantre (yoğun) deniz suyu olduğunu önermektedir. Jenkyns ve ark. (2002) ve Grossman (2012) Geç Triyas – Erken Jura zamanları esnasında deniz suyunun δO^{18} değerlerini sırasıyla ‰ $-1,5 \pm 1$ (sıcaklık: $18 \pm 5^\circ C$) ve ‰ -1 (sıcaklık: $\sim 16^\circ C$) ile -3 (sıcaklık: $\sim 30^\circ C$) olarak önermektedirler. Bu tahmin üzerine erken dolomitler izotopik olarak ağır tuzlu sudan nispeten düşük sıcaklıkta (ortalama $25^\circ C$) oluşmuş olarak düşünülmüştür. Kızılören formasyonu dolomitlerinin δO^{18} değerleri ‰ $-0,17$ ile $-3,7$ şeklinde olup Jenkyns ve ark. (2002) ve Grossman'ın (2012) değerleri ile tutarlıdır. Benzer olarak dolomitleşme sıvısının ağır karbon değeri (C= ‰ $1,66$ ile $2,99$ ortalama ‰ $2,46$) bazı dolomit örneklerinin dolomitleşmiş kalsitten alınabildiğini ifade etmektedir. Geç Triyas denizsuyu sıcaklığı ortalama $25^\circ C$ ve δO^{18} değeri -1 şeklindedir (Zachos ve ark., 1994;

Stampfli ve Kozur, 2006). Tropikal/subtropikal brakliyopodlara dayandırılan Geç Triyas için izotopik değerler ortalama $-1.5 \pm 1\%$ ($18 \pm 5^\circ\text{C}$), kuzey Avrupadan Erken Jura belemnitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini benzerdir (Jenkyns ve ark., 2002; Grossman, 2012). Triyas ve Erken Jura esnasında Avrupanın kuzeye doğru hareketiyle örnekler tropikalden ılıman iklim zonuna kaymıştır. İliman ve tropikal Jura belemnitleri için ortalama $\delta^{18}\text{O}$ değerleri benzerdir ve Erken Jura Pliensbahiye'de yaklaşık -1% ($\sim 16^\circ\text{C}$)'e yükselir, sonra Toarsiyen'de (TJd; ~ 181 Ma) belirgin olarak yaklaşık $\% -3$ ($\sim 30^\circ\text{C}$) minimuma düşer (Grossman, 2012).

Kızılören formasyonu dolomitlerinin oluşum sıcaklığı $45 - 86^\circ\text{C}$ arasında değişmekte olup, erken diyajenetik dolomitler $45 - 69^\circ\text{C}$, geç diyajenetik dolomitler ise $72 - 86^\circ\text{C}$ arasında değişen sıcaklıkları göstermektedir (hesaplama; Fritz ve Smith, 1970'in $T(^\circ\text{C}) = 31.9 - 5.55(\delta^{18}\text{O}_{\text{dol-water}}) + 0.17(\delta^{18}\text{O}_{\text{dol-water}})^2$ formülüne dayanarak yapılmıştır ve Geç Triyas – Erken Jura deniz suyu sıcaklığı: -2 olarak alınmıştır).

Geç dolomitlerin iz element içerikleri özellikle Sr ($47,7 - 89,7$ ppm) konsantrasyonları, erken dolomitler ($96,5 - 236$ ppm) ile karşılaştırıldığında çok düşüktür bu daha erken dolomitin geç dolomite rekristalizasyonunu ya da neomorfizmasını önermektedir.

Geç diyajenetik dolomitlerin sıcaklığı $72-86^\circ\text{C}$ arasına düşmektedir. Bu da çalışma alanındaki geç dolomitlerin orijini hakkında birkaç olasılığı düşündürmektedir; (1) orta - derin gömülme diyajenez esnasında, (2) çalışma alanındaki tektonik makaslama ısı ile neden olunan erken dolomitlerin erime – çökmesi ve rekristalizasyonu, (3) düşük sıcaklık hidrotermal sıvılar/sıcak kaynakların vasıtası ile dolomitizasyona uğramış olabilirler (Varol ve Matsumoto 2005). Kızılören formasyonu dolomitlerindeki δC^{13} değerleri $-1,63$ PDB ile $+2,99$ PDB arasında değişmekte olup biyojenik ve non-biyojenik kaynağı ifade etmektedir.

Dolomitlerdeki nadir toprak element konsantrasyonları, orijinal altere olmamış kayalarındaki nadir toprak element konsantrasyonları, dolomitleşme sıvılarındaki nadir toprak element konsantrasyonları, dolomitleşme sıvıları ve dolomit arasındaki nadir toprak element dağılımı ve diyajenez esnasında sıvı – kaya oranlarını içeren birçok faktör tarafından belirlenmektedir (Humphris 1984; Banner ve ark. 1988 a, b; Dorobek ve Filby 1988; Qing ve Mountjoy 1994). Nadir toprak elementleri diğer iz elementlere benzer şekilde birkaç tarzda karbonat mineralleri içersine alınabilir (Veizer 1983; Qing ve Mountjoy 1994). Onlar karbonat kafesindeki Ca^{+2} ya da Mg^{+2} yerine geçebilirler, farklı nadir toprak elementler karbonat mineralleri olarak oluşabilirler, yapısal kusurlar

nedeniyle serbest bırakılan kafes alanlarını işgal ederler ve kalıntı iyonik saldırılar nedeniyle absorbe edilebilirler. İlâveten onlar sıvı inklüzyonları ya da kafes yüzeyleri arasındaki boşluklarda bulunabilirler ya da Fe-Mn oksihidroksitler, kil mineralleri, ötijenik feldispat, kuvars, sülfidler ve florit gibi karbonat olmayan şekillerde bulunabilirler (Qing ve Mountjoy 1994). Dağılım katsayısı (K_D) ile belirlenen karbonat kafesindeki yerine geçme dışında bu faktörler hakkında çok az şey bilinmektedir (Qing ve Mountjoy 1994).

Her ne kadar yüksek sıcaklık asidik hidrotermal solusyonlar 10^{-2} ppm den fazla nadir toprak element konsantrasyonlarına sahip ise de (McLennan 1989) çoğu doğal sulardaki (deniz suyu, nehir suyu, yer altı suyu ve bazı hidrotermal sular) nadir toprak element bollukları 10^{-6} dan 10^{-4} e ulaşan bireysel nadir toprak element ile aşırı derecede düşüktür (Qing ve Mountjoy 1994). Bununla beraber deniz suyundan çökelen karbonatlar deniz suyunun nispeten farklı düzenlemesiyle nadir toprak elementlerince zenginleşmiştir (Qing ve Mountjoy 1994).

Çünkü karbonat kayalardaki nadir toprak element konsantrasyonları genellikle doğal sulardaki nadir toprak element'lerden 10^2 ile 10^6 kez daha yüksektir, daha erken karbonatların neomorfizması ya da replasesi ile oluşturulan diyajenetik karbonatlar onların orijinallerine benzer nadir toprak element içeriklerine sahip olmalıdırlar (Qing ve Mountjoy 1994). Birçok diyajenetik ortamı karakterize eden çoğu sıvı – kaya oranlı diyajenetik minerallerin nadir toprak element içerikleri orijinal karbonat kayanın oranlarına benzeyecektir, çünkü nadir toprak elementleri büyük ölçüde orijinal kayanın çözünmesinden alınacaktır (Banner ve ark. 1988 a, b; Dorobek ve Filby 1988).

Banner ve ark. (1988 a, b) tarafından dolomitleşme ve bunu takip eden rekristalizasyonun orijinal kireçtaşlarının nadir toprak element özelliklerini her zaman değiştirmedini kanıtlanmıştır. Banner ve ark. (1988 b) dolomit I'i Geç Missisipiyan/Erken Pensilvaniyan uyumsuzluğunun altında bölgesel bir meteorik – yer altı suyu sistemiyle ilişkili bir deniz suyu – tatlı su karışım zonu ortamında çökelmiş olarak yorumlamıştır. Dolomit II ise sıcak yüzeyaltı sıvılarla dolomit I'den rekristalizasyonla oluşmuştur. Her ne kadar dolomitleşme ve takip eden rekristalizasyon Sr, O, C izotop jeokimyası ve CL'de yansıtılan çok büyük bileşimsel değişimler üretmiş ise de onlar, orijinal karbonatların nadir toprak element patternlerinde önemli alterasyon yapmamıştır (Qing ve Mountjoy 1994). Bu göstermektedir, ki nadir toprak elementleri'nin mobilitesi diyajenez ve dolomitleşme esnasında Sr, O ve C

izotoplarınınkinden çok daha düşüktür (Banner ve ark. 1988 a, b; Qing ve Mountjoy 1994).

Kızılören formasyonuna ait dolomitler negatif Ce anomalisi sergilemektedir (Şekil 6.13). Negatif Ce anomalisi çoğunlukla doğal oksidasyon sularında oluşmaktadır (örneğin, deniz suyunda) çünkü Ce^{+4} 'ün çözünebilirliği oksidasyon ortamlarında düşüktür ve tercihli olarak ötijenik Fe – Mn oksitler ile uzaklaştırılır ya da partikül madde ile temizlenir (Elderfield ve ark. 1981; DeBaar ve ark. 1983; Qing 1998). Negatif Ce anomalileri dolomitizasyon esnasında oksidasyon şartları ya da dolomitizasyondan önce bir oksidasyon ortamında dolomitleşme sıvılarından Ce'nin uzaklaştırıldığını önermektedir (Qing 1998). Kızılören formasyonuna ait dolomit örneklerinin çoğundaki negatif Ce anomalileri yükseltgen ortamdaki dolomitleşmeyi önermektedir.

7.3. Dolomitleşme Modeli

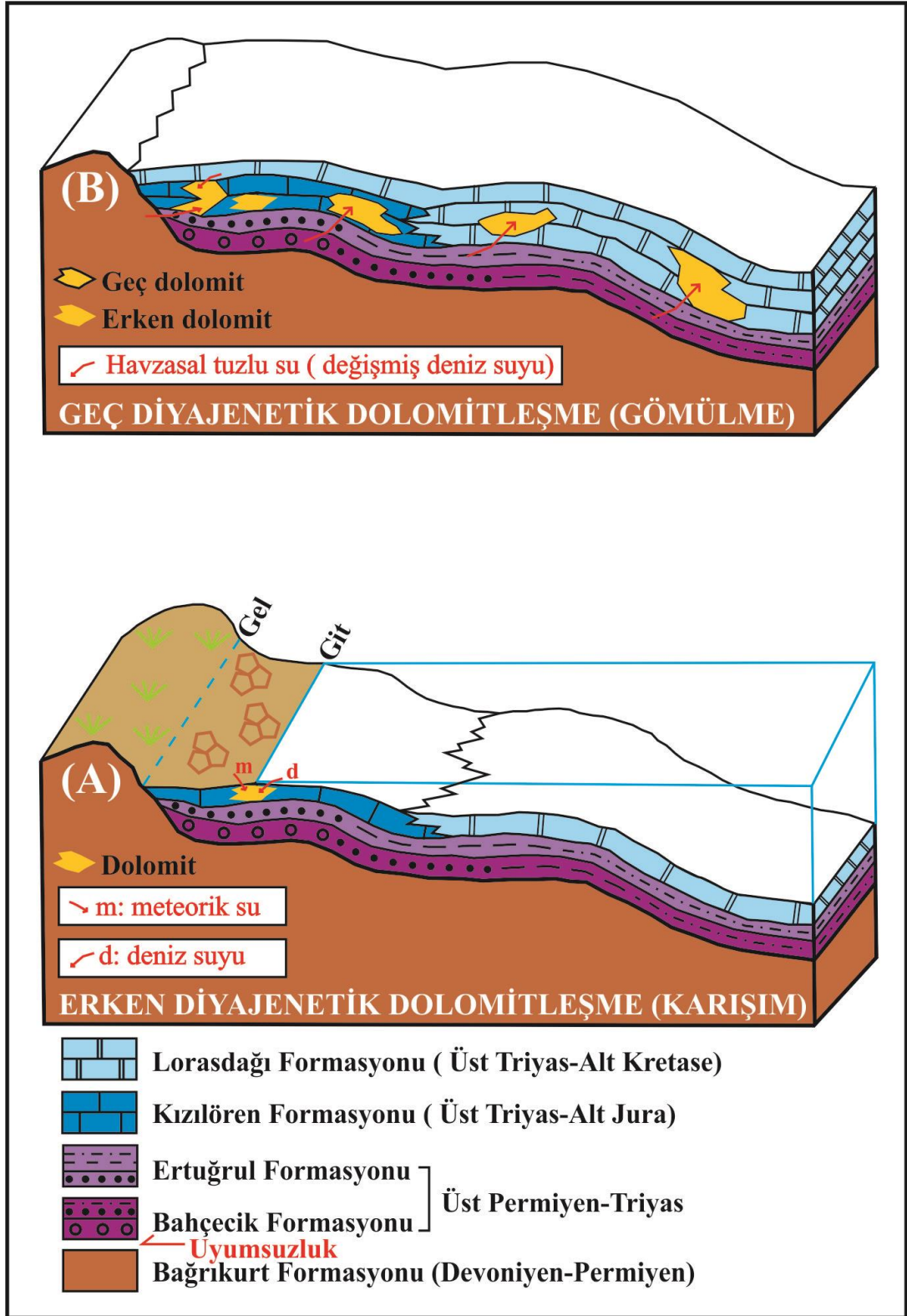
Eş zamanlı ve sığ gömülme dolomitizasyonu için Mg'un ana kaynağı sadece deniz suyu olabilir (Land 1985). Derin gömülme şartları için Mg (1) konnate su (kapanlanmış deniz suyu), (2) duraysız orijinal minerallerin çözünmesi, (3) basınç çözünmesi (sitolitizasyon), (4) karbonatların altındaki şeyllerin kompaksiyonu, (5) havzasal tuzlu sulardan (basinal brines) sağlanabilir. Bu olasılıkların ağırlığını belirlemek güçtür, fakat havzasal tuzlu sular dolomitizasyon için çok muhtemel Mg kaynağıdır (Lee ve Friedman 1987; Srinivasan ve ark. 1994).

Machel ve Mountjoy (1986) ise şu koşulların ve ortamların dolomitleşmeye kimyasal olarak yardım ettiğini belirtmişlerdir: (1) termodinamik ve kinetik doyumluk üzerine tuzlu ortamların dolomit ile ilişkisi (yani, tatlı su – deniz suyu karışım zonları, normal tuzlu – hipersalin subtidal ortamlar, hipersalin supratidal ortamlar, şizohalin ortamlar), (2) alkalın ortamlar (yani, bakteriyel redüksiyon ve/veya fermentasyon işlevlerinin etkileri altında ya da alkalın kontinental yer altı suları ile), (3) yaklaşık 50 °C'den daha yüksek sıcaklıklı birçok ortamlar (yüzeyaltı ve hidrotermal ortamlar).

Dolomitleşme sıvısının kaynağını belirlemek istenildiğinde, deniz suyu, meteorik su ve derin havzasal tuzlu su gibi sıvı kaynakları göz önüne alınmalıdır (Srinivasan ve ark. 1994). Genelde sıvılar izotopik olarak hafif karbon değerleri ile karakterize olma eğilimindeki sülfat indirgenme zonundan sağlanır (Irwin 1980; Burns ve ark. 1988; Srinivasan ve ark. 1994). Srinivasan ve ark. (1994) Maryville

formasyonundan Tip 3 ve Tip 4 dolomitlerinin izotopik olarak ağır karbon değerlerinin sülfat indirgenme zonunun aşağısından alınan sıvıyı önerdiğini belirtmişlerdir. Kızılören formasyonu dolomit örneklerinde ağır (13 örnekte) ve hafif karbon (3 örnekte) değerleri gözlenmesi (Çizelge 6.2; Şekil 6.15) dolomitleşme sıvısının sülfat indirgenme zonu ve aşağısından alındığını ifade etmektedir. Azalan δO^{18} değerleri düşük δO^{18} 'li meteorik sıvılardan ya da yükseltilmiş sıcaklıklardan sonuçlanabilir (Srinivasan ve ark. 1994). Kızılören formasyonu erken diyajenetik (10 örnek; δO^{18} değerleri: -0,17 ile -3,70 PDB) dolomitlerindeki düşük değerler de meteorik su etkisi, yani deizel su-meteorik su karışım zonunda gelişmiştir (Şekil 7.1A). Kızılören formasyonu geç diyajenetik (6 örnek; δO^{18} değerleri: -4,13 ile -7,53 PDB) dolomitleri ise gömülme ortamında havzasal tuzlu sulardan (değişmiş deniz suyu) oluşmuştur (Şekil 7.1B).

İlerleyen gömülme süresince silikat reaksiyonları havzasal sıvılar için radyojenik Sr'un potansiyel kaynağı olarak hizmet eder (Steuber ve ark. 1984). Çok sayıdaki çalışmalar (Dunoyer deSegonzac 1970; Boles ve Franks 1979; McHargue ve Price 1982; Lee ve Friedman 1987; Gregg 1988; Kaufman ve ark. 1990) göstermiştir, ki smektitin illite gömülme diyajenetik dönüşümü gözenek sıvısındaki metal iyonlarının serbest bırakılmasıyla ilişkilidir (Srinivasan ve ark. 1994). Potansiyel havzasal şeyl literatürde iyi doküman edilen derin gömülme diyajenezi süresince Ca, Fe, Mg, Na ve Si'un bir kaynağı olarak hizmet vermektedir. Smektit tabakalarındaki Fe ve Mg tipik olarak dönüşümün daha yüksek sıcaklıklarla ilişkili olması eğilimindedir (Boles ve Franks 1979) ve smektit – illit dönüşümü 50 – 125 °C'ye ulaşan bir sıcaklık üzerinde oluşmaktadır (normal jeotermal gradyan ile 2-4 km gömülme derinliği). Benzer olarak Kızılören formasyonu tabanında uyumlu olarak yeralan Ertuğrul formasyonuna ait fillitler ve silisiklastikler Kızılören formasyonu geç dolomitizasyonu için gerekli metal iyonlarını kısmen sağlamış olabilir.



Şekil 7.1. Kızılören formasyonu dolomitleşme modeli. A) Erken diyajenetik karışım zonu dolomitleşmesi. B) Geç diyajenetik gömülme dolomitleşmesi

Yeraltı sıvı akışları için birkaç mekanizma önerilmiştir ve bunlar; gravite etkili sıvı akmaları (Garven ve Freze 1984), kompaksiyon etkili akma (Noble 1963; Bethke 1985), havzasal sedimentlerden episodik su kaçmaları (Cathles ve Smith 1983) ve tektonizmaya tepki olarak sıvı akmalarını (Oliver 1986; Schedl ve ark. 1992) kapsamaktadır (Srinivasan ve ark. 1994). Qing ve Mountjoy (1992) batı Kanada sedimanter havzasındaki bölgesel sıvı göçünü açıklamak için tektonizma ve sedimanter yüklenmeyi önermiştir.

Yüksek Fe içeriklerine sahip (>1880) kalsit çimentolar derin meteorik ya da gömülme ortamlarının tipik olarak indirgen şartlar altında çökmesini önerir (Railsback ve Hood 2001; Janssen ve ark. 2007). Düşük Fe, Mg ve Sr içerikli kalsit çimentolar, oksidasyon şartları altındaki yüzey yakını meteorik suların çökmesini önerir (Verhaert ve ark. 2004; Janssen ve ark. 2007). Kızılören formasyonu dolomitlerindeki Fe içeriği bazı örneklerde 1880 ppm'den çok yüksek değerlerde olup (Çizelge 6.2) derin meteorik ya da gömülme ortamını ifade ederken, çoğu örneklerde 1880 ppm'den düşük olması da oksidasyon şartları altındaki yüzey yakını meteorik suların çökmesini önermektedir.

Dolomitlerdeki Na konsantrasyonları dolomit oluşum ortamlarının anlaşılmasında geniş olarak araştırılmıştır (Land ve Hoops 1973; Veizer 1983; Sass ve Bein 1988). Güncel çalışmalar (Oswald 1992; Fouke 1993; Staudt ve ark. 1993) dolomitlerdeki Na, Cl, SO₄ 'ın genellikle iyi korele edilebildiğini ve evaporit dolomitlerinin deniz suyu ya da karışım zonu dolomitlerinden daha yüksek ayırt edici Na, Cl ve SO₄ konsantrasyonlarına sahip olduğunu göstermiştir (Lu ve Meyers 1998). Kızılören formasyonu dolomitlerindeki Na değerleri, evaporitik olarak oluşan dolomitlere göre düşük olup (Çizelge 6.2) evaporitik olmayan ortamı belirtmektedir.

Na ve Cl'un düşük konsantrasyonları deniz suyu ve karışım zonu dolomitleri ile karşılaştırılabilirken, Nijar dolomitlerinin daha yüksek Na, SO₄ ve Cl içerikleri evaporitif tuzlu su dolomitleri ile uyumsuzdur (Lu ve Meyers 1998). Kızılören formasyonu dolomitleri Nijar dolomitlerinden daha düşük Na oranları gösterdiğinden deniz suyu ve/veya karışım zonu dolomitlerini önermektedir.

Mahboubi ve ark. (2002) her ne kadar Fe ve Mn'in meteorik sulara genellikle Na ve K'dan daha düşük konsantrasyonlarda bulunur ise de çalıştıkları karbonatlardaki Fe ve Mn'daki artış ve Na'daki azalışın muhtemelen bol miktardaki organik maddenin azalmasını engelleyen redüksiyonu ile ilişkili olduğunu; bu hipotezin Fe ve Mn arasında gözlenen pozitif korelasyon ile de desteklendiğini belirtmiştir. Kızılören formasyonu dolomitlerinde Na'da azalış ve Fe'de artış (>100 ppm); Fe ile Mn arasında pozitif

korelasyon gözlenmesi de bu dolomitlerin organik maddenin azalmasını engelleyen redüksiyon şartlarında dolomitleşmesini ifade etmektedir.

Dolomitlerde gözlenen küçük kristal boyutları (<60µm) sınırlı subtidal ile supratidal ortamları gösterir; ince kristal boyu erken diyajenetik dolomit ya da eşzamanlı neomorfizmanın ya da orijinal peritidal karbonat çamurtaşlarının erken replasesiyle sonuçlanabilir (Zenger 1983; Amthor ve Friedman 1991). Kızılören formasyonu dolomitlerindeki ince kristal boyu da gelgit içi – gelgit altı ortamdaki karbonatların erken diyajenetik gelişimini ifade etmektedir.

Orta – iri kristalin subhedral mozayik dolomitler orta – geç replase dolomitleri ifade ettiği şeklinde yorumlanmıştır (Amthor ve Friedman 1991). Orijinal depozisyonal dokuların korunması ve iri kristal boyu sığ ve orta gömülme esnasında muhtemelen uzun süreli dolomitizasyon olayını önerir. Bu tip dolomitler Lee ve Friedman (1987) ile Mattes ve Mountjoy (1980) tarafından geç gömülme orijinli olarak yorumlanmıştır. Bu dolomitlerdeki karakteristik bulutlu çekirdek ve temiz kenar dokusu bütün yaşların kayalarında yaygın (Murray ve Lucia 1967; Sibley 1982) olup allokemlerin non-mimik replasesi de yaygın olarak gözlenir. Bulutlu çekirdekler replasif dolomiti, temiz kenarlar zonlu dolomit çimentoyu gösterirki interkristalin poroziteyi kapatır (Amthor ve Friedman 1991). Kızılören formasyonu dolomitlerindeki orta - iri kristalin subhedral mozayik dolomitler de orta - geç replase dolomitleri belirtmektedir.

Çok iri kristalin anhedral dolomit orijinal kireçtaşı ya da dolomitin replasesi ile oluşur (Amthor ve Friedman 1991). Bu tip replase genellikle bütün orijinal depozisyonal dokuları yokeder. Gregg ve Sibley (1984) ksenotopik (anhedral) dolomit dokusunun yükseltilmiş sıcaklıklarda önceden varolan dolomitin neomorfik rekristalizasyonu ile ya da dolomit tarafından kireçtaşlarının replase edilmesinden sonuçlandığını belirtmiştir. Kızılören formasyonu dolomitlerindeki çok iri kristalin anhedral dolomitler de yükseltilmiş sıcaklıklarda gömülme orijinli olarak oluşmuştur.

Sadle dolomitlerin hemen hepsi yükseltilmiş sıcaklıklarda (60-150°C; Radke ve Mathis 1980) ve yüksek tuzluluktaki tuzlu sulardan oluşmuş olarak yorumlanmıştır. Lee ve Friedman (1987) Ellenburger Group sadle dolomitlerinin sıvı inklüzyonlarından ortalama 220 °C kadar yüksek sıcaklık değerini bulmuşlar ve sıvı inklüzyonlarının deniz suyunun 3 ile 5 katı tuzluluk değerini gösterdiğini ifade etmişlerdir. Şimdiye kadar kesin bir delilli saptanamayan sadle dolomitler hiposalin su ya da denizelden düşük sıcaklıklarda oluşabilir (Radke ve Mathis 1980; Machel 1987). Sadle dolomitin bu delil yetersizliğinde deniz suyundan daha yüksek tuzluluklar ile tuzlu sulardan yükseltilmiş

sıcaklıklarda oluştuğu yorumlanmıştır (Amthor ve Friedman 1991). Kızılören formasyonu dolomitlerindeki sadle dolomitler de yükseltilmiş sıcaklıklarda ve yüksek tuzluluktaki tuzlu sulardan oluşmuştur.

Machel ve Mountjoy (1986) büyük ölçekli dolomitleşmenin orta güçlü hipersalin sığ gelgit altı ortamlarla belirli yüzeyaltı ortamlarda gelişebildiğini belirtmiştir.

Hood ve ark. (2004) Tikorangi formasyonu dolomitlerinin Ca, Fe, Na ve Mn'ca zengin olduğunu ve konsantrik CL zonları ile öhedral romboederler şeklinde olduklarını, tipik olarak donuk iç kısım ve donuk – berrak aradalanmalı dış zonları içerdiğini belirtmiştir. Bu dolomitlerin non-stoikiyometrisi, izotopik olarak azalması ve iz elementçe zengin mineralojileri nispeten diyajenetik olarak kapalı sistem tuzlu su oluşumlarından (havzasal tuzlu sular) ve/veya modifiye olmuş deniz suyu ve oldukça indirgen gömülme gözenek sıvılarından ornatılmayla geliştiğini (Morrow 1990b) önermiştir. Yüksek Sr/Ca oranları ve düşük gözenek sıvı akışı ile normal deniz suyunun üzerinde artan tuzluluk ile sıcak gömülme gözenek sıvıları düşük su – kaya oranlı azçok kapalı diyajenetik sistem, Ca, Na ve Sr'ca zengin ince öhedral dolomit gelişimini gösterir (Burns ve ark. 1988; Tucker ve Wright 1990; Morrow 1990b; Morse ve Mackenzie 1990; Vahrenkamp ve Swart 1990; Warren 2000). Sürekli kalsit çökelimli kapalı sistem gözenek sıvılarının kalsit bakımından doygun olmadığı, fakat dolomit bakımından doygun olduğu ve Sr ile Mg'ca zengin olduğu rapor edilmiştir (Veizer 1983). Dolomit romboederlerinin öhedral formu 50 – 100 °C'nin (kritik sıcaklık) altında sıcaklıklardaki bir oluşumu önerir, çünkü daha yüksek sıcaklıklar anhedral formları gösterir (Sibley ve Gregg 1987). Kızılören formasyonu dolomitlerindeki öhedral dolomit oluşumları da 100 °C'nin altındaki bir oluşumu ifade etmektedir.

Ayrıca Özkan ve Elmas (2012) Kızılören formasyonu dolomitlerinin Sr/Ca oranının 0,007 ile 0,01 arasında değiştiğini ve bunun günümüz deniz suyu (0,02) değerinden oldukça düşük olduğunu belirterek bu durumun (1) Geç Triyas – Erken Jura esnasında okyanus suyunun Sr/Ca konsantrasyonunun günümüz deniz suyundan düşük olduğu ya da (2) Kızılören formasyonu karbonatlarının aragonitten ziyade kalsit bileşiminde olduğu şeklinde izah edilebileceğini söylemişlerdir. Çünkü Vahrenkamp ve Swart (1990) aragonit Sr içeriğinin diğer karbonatlardan çok daha yüksek oranlarda olduğunu vurgulamışlardır.

Varol (1992) doğu Toroslar Geyikdağı birliğinde yaptığı çalışmada Orta Devoniyen dolomitlerini incelemiş ve örneklerden elde ettiği duraylı izotop sonuçları (δO^{18} için ‰ 0,039 ile -10,75 arasında, δC^{13} için ise ‰ 3,18 ile -0,63 arasında) ile

dolomitlerin iki ayrı bölgede kümелendiğini; birinci bölgeye düşen izotop değerlerinin $\delta O^{18} = \text{‰} -8,5$ ile $-10,5$ arasında, $\delta C^{13} = \text{‰} -0,63$ ile $+1,45$ arasında olduğunu (ki geç diyajenetik dolomitleşmeyi belirtir) ve ikinci bölgeye düşen izotop değerlerinin $\delta O^{18} = \text{‰} -2,62$ ile $+0,04$ arasında, $\delta C^{13} = \text{‰} +0,78$ ile $3,18$ arasında olduğunu (ki erken diyajenetik karışım suyu alanında, yani gelgit düzlüğünde gelişen dolomitleşmeyi önerir); Degens (1971) ve Land (1980) tarafından hesaplanan normal deniz suyu karakterindeki bir eriyikten oluşan dolomitlerin izotopik karakterlerinin $\delta O^{18} = \text{‰} 0$ (SMOW) olduğunu ve bu dolomitleştirici eriyiklerin karışım suyu (tatlı su – deniz suyu) özelliğine dönüştüklerinde bu değerlerin karışım oranı ve sıcaklığa göre yaklaşık $\delta O^{18} = \text{‰} -6$ kadar düşebileceği ortaya koyduklarını ifade etmiştir. Artan sıcaklık değerlerinde sıcak havza kökenli veya hidrotermal eriyiklerin etkisinde gelişen derin gömülme dolomitleşme (geç diyajenetik) sürecinde δO^{18} değerinde büyük bir azalma gözlenir; bu değerler $\delta O^{18} = \text{‰} -6$ ve daha düşük düzeyde olur (Matsumoto ve ark. 1988). Genellikle çok düşük negatif değerler dolomitleşme esnasında sıcaklığın yükseldiğini işaret eder (Gregg ve Sibley 1984; Varol 1992). Taylor and Sibley (1982) çatlaklarla ilişkili dolomit gelişiminde δO^{18} değerini ortalama $-8,9$ (PDB) olarak ölçmüştür. Çeşitli petrol sahalarından alınan dolomit örneklerinin δO^{18} değerleri $-6,9$ ile $-11,4$ (PDB) arasında değişmektedir. Bu izotopik değerler ≥ 50 °C de gelişen dolomit değişimini işaret etmektedir (Varol 1992). Bu şekilde aşırı derecede azalan δO^{18} değerleri aynı zamanda dolomitleşme alanındaki neomorfik rekristalizasyonun işaretçisidir ve bu tür rekristalizasyon sonucu oluşan ksenotopik dolomitler 80 °C veya daha yüksek ısı şartlarına bağlanmıştır (Varol 1992). Kızılören formasyonu dolomitlerinde gözlenen δO^{18} değerleri $-0,17$ ile $-5,83$ (PDB) arasında, δC^{13} değerleri $-0,37$ ile $+2,99$ (PDB) arasındadır. Bu izotop değerleri Kızılören formasyonu dolomitlerinin gelgit içi – gelgit altı ortamında oluşan karbonatların sıg gömülmeli erken diyajenetik dolomitleşmesi ve orta - derin gömülme derinliklerinde geç diyajenetik olarak dolomitleşmesi ile oluştuğunu belirtmektedir (Şekil 7.1).

Meteorik – denizel karışım zonu modeli evaporitler ile ilişkili olmayan dolomitler için popüler bir modeldir; subtidal fasiyesler dolomitleşir ve dolomitleşme olayı nispeten erkendir (Tucker ve Wright 1990). O düşük iz element (Sr, Na) içerikleri, hafif δO^{18} ve farklı izotopik bileşimli iki suyun karışımından δC^{13} ile δO^{18} 'in pozitif korelasyonunun sebebini izah edebilir (Tucker ve Wright 1990). Kızılören formasyonu dolomitlerinin de düşük iz element ve hafif δO^{18} içerikleri ile δC^{13} ile δO^{18} 'in arasındaki pozitif korelasyonunun da karışım zonu dolomitlerini ifade ettiği söylenebilmektedir.

Karışım zon modeli sıvıların efektif hareketine bağlı olduğundan karışım zonu dolomitlerinin dağılımı üzerinde güçlü paleocoğrafik kontrol olacaktır. Onlar karbonat platform istifinin daha karaya doğru bölümlerinde lokalize olacaktır ve onlar yer altı suyu için kanal olarak rol oynayan daha gözenekli fasiyesler ile ilişkili olabilecektir (Tucker ve Wright 1990). Dolomitin erken sığ yüzeyaltı orijini ve paleocoğrafik kontrol, evaporitlerin yokluğu ile karışım zonu modelini vurgular. Meteorik suların rejijonal regresyon zamanında karbonat platformunun atmosferik yüzeylemesi esnasında karbonat ünitesi içine nüfuz ettiği, şöyleki dolomit – kireçtaşı sınırı büyük ölçüde tatlı su mercceklerinin yüzeyaltı penetrasyonunu yansıttığı düşünülmektedir (Tucker ve Wright 1990).

Gömülme dolomitleşmesi modelinde savunulan asıl mekanizma havzasal çamurkayalarının kompaksiyonal su kaçırmaları ve platform karbonatları ile komşu şelf kenarı içersine Mg^{+2} , Ca zengin sıvıların ihracıdır (Tucker ve Wright 1990). Müracaat edilen Mg^{+2} kaynağı gözenek suyu (genellikle değişmiş deniz suyu) ve kil mineral değişimleridir (Tucker ve Wright 1990). Yüzeyaltı sıvıların bileşimi iyi bilinmemektedir, fakat gerçekte çoğu formasyon suları deniz suyundan daha düşük Mg/Ca oranlarına (1,8 -0,04) sahiptir (Collins 1975; Tucker ve Wright 1990). Bu kayıp genellikle kloritin oluşumu ve sığ gömülme esnasında dolomitin çökelişi nedeniyle. Formasyon suları evaporit istiflerinden alınır, fakat deniz suyundan daha yüksek Mg/Ca oranları ve daha yüksek Mg^{+2} içeriği muhtemeldir (Tucker ve Wright 1990).

Artan gömülme ve yükselen sıcaklık ile kil minerallerinin dönüşümü iyi doküman edilmiştir ve o sıklıkla önermektedirki Mg^{+2} , Fe^{+2} , Ca^{+2} , Si^{+4} ve Na^{+} birlikte smektitin illite dönüşümü ile serbest bırakılmıştır (Boles ve Franks 1979; Mattes ve Mountjoy 1980; McHargue ve Price 1982) Ca ve Si erken (kalsit ve kuvars çimento olarak çökeler) ve Fe^{+2} ve Mg^{+2} daha sonra serbest bırakılır. Havzasal şeyller yaygın olarak organikçe zengindir ve bu organik maddenin diyajenezi CO_3^{-2} 'ta katkıda bulunur (Tucker ve Wright 1990).

Gömülme – kompaksiyon modelinden bir önemli problem, komşu sığ su karbonatları içersine gözenek sıvılarının uzun mesafe taşınmasıdır. Çoğu gözenek suyu kompaksiyon esnasında yanaldan ziyade yukarıya doğru hareket eder (Magara 1978), gerçi yanal hareket gözenekli kalkarenitler ve kumtaşları ile aratabakalanmalı şeyllerde önemli olabilir. İlâveten havzasal çamurlardaki sıvıların sürekli kaynağı yoktur ve yeterli Mg^{+2} sağlanması yoktur, Morrow (1982) hesaplamıştı ki şeylin birkaç yüz

m³'lük kompaksiyonu yanal olarak komşu kireçtaşının 1cm³ dolomitleşmesi için gereklidir.

Dolomitleşme derinlikle daha kolay ilerleyecektirki daha yüksek sıcaklıkları ifade eder, dolomit çökelimi için kinetik engelleyicilerin (hidrantes) bazıları azaltılır (Tucker ve Wright 1990). Hidrate Mg⁺² iyonlarının oranı azalır ve dolomit çökelmesinin reaksiyon oranları artar. Gömülme ortamlarında daha fazla zaman da mevcuttur (Tucker ve Wright 1990).

Sonuç olarak Kızılören formasyonu dolomitleri; gelgit içi – gelgit altı ortamında oluşan karbonatların karışım zonunda sık gömülmeli - erken diyajenetik şekilde dolomitleşmesi ve orta - derin gömülme derinliklerinde ise havzasal tuzlu sulardan geç diyajenetik olarak dolomitleşmesi ile oluşmuştur.

8. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

8.1. Sonuçlar

Kızılören formasyonunda gözlenen kirli çekirdekli ve temiz kenarlı orta – iri kristalli replasif dolomit romboederleri geç gömülme orijinli olarak gelişmiştir.

Kızılören formasyonundaki çatlak dolgusu çimento dolomitler geç diyajenetik olarak oluşmuştur.

Kızılören formasyonu dolomit örneklerinin çoğu nadir toprak elementlerince orijinal kireçtaşlarına benzer özellik gösterirken, bir örnek zenginleşme, birkaç örnek de fakirleşme göstermektedir. örneklerin çoğunda negatif Ce anomalileri gözlenmesi yükseltgen ortamdaki dolomitleşmeyi önerirken, birkaç örneğin de pozitif anomali göstermesi indirgen ortamdaki dolomitleşmeyi belirtmektedir. Ayrıca Kızılören formasyonu dolomitlerinin bütün örneklerinin pozitif Eu anomalisi göstermesi indirgen şartları ve/veya hidrotermal etkiyi ifade etmektedir.

Kızılören formasyonu dolomitlerinin Sr içeriği denizel – meteorik su karışım ve gömülme dolomitlerini belirtmektedir.

Geç dolomitlerin iz element içerikleri özellikle Sr (47,7 – 89,7 ppm) konsantrasyonları, erken dolomitler (96,5 - 236 ppm) ile karşılaştırıldığında çok düşüktür bu daha erken dolomitin geç dolomite rekristalizasyonunu ya da neomorfizmasını önerir.

Kızılören formasyonu dolomitlerinde toplam nadir toprak element ile Al_2O_3 arasında gözlenen zayıf pozitif korelasyon ve toplam nadir toprak element ile CaO arasında gözlenen zayıf pozitif korelasyon karbonat çökeli esnasında az bir karasal girdiyi ve karbonat fazından alınan nadir toprak element'yi belirtmektedir.

Nadir toprak element + Y diyagramında bazı örneklerde pozitif Y anomali göstermesi minimum karasal girdiyi ifade ederken, bazı örneklerde negatif anomali göstermesi de zaman zaman nispeten fazla karasal girdiyi belirtmektedir. Bununla beraber, bütün örneklerdeki Zr konsantrasyonları 16 ppm den çok daha küçük olduğundan ortalama üst kabuk değerinden çok düşük olmakta ve bu da Kızılören formasyonu karbonatlarının çökeli esnasında karasal girdinin çok düşük olduğunu ifade etmektedir.

Kızılören formasyonu karbonatlarında gözlenen Mo/U oranları, Ni/Co oranları V/Cr oranları ve U/Th oranları Kızılören formasyonu karbonatlarının oksik – anoksik şartların herikisini de yansıttığını ifade etmektedir.

Kızılören formasyonu dolomitlerinin özellikleri erken diyajenezde sığ denizel karbonat ortamında sığ gömülmeli (gelgit içi – gelgit altı) karışım suyu alanında düşük sıcaklıkta ve geç diyajenezde orta - derin gömülme alanındaki havzasal tuzlu sulardan yüksek sıcaklıklarda oluşumu önermektedir.

8.2. Öneriler

Kızılören formasyonu karbonatları bazı seviyelerde bol miktarda organik madde içerdiğinden şayet geçirimsiz örtü altında olabilen lokasyonlar saptanabilirse petrol ve/veya doğal gaz eldesi mümkün olabileceğinden dolayı bu yönde araştırmaların yapılması uygun olacaktır.

KAYNAKLAR

- Allan, J. R. and Mattheus, R. K., 1982, Isotopic signature associated with early meteoric water diagenesis, *Sedimentology*, 40, 797-817.
- Amthor, J. E. and Friedman, G. M., 1991, Dolomite – rocks 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., 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.
- Arnaboldi, M. and Meyers, P. A., 2007, Trace element indicators of increased primary production and decreased water-column ventilation during deposition of Latest Pliocene sapropels at five locations across the Mediterranean Sea, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 249, 425-443.
- Ayyıldız, T., Tekin, E. and Şatır, M., 2004, Water circulation near the mixed-water and microbiologic activity of the mesozoic dolomite sequence, and example from the Central Taurus, Turkey, *Carbonates and Evaporates*, 19, 107-117.
- Azmy, K. I., Knight, D. L. and Chi, G., 2009, Origin of the Boat Harbour dolomites of the St. George Group in western Newfoundland, Canada: implications for porosity controls, *Bulltein of Canadian Petroleum Geology*, 57, 81-104.
- Banner, J. L., Hanson, G. N. and Meyers, W. J., 1988 a, Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington Keokuk Formation (Mississippian): implications for NTE mobility during carbonate diagenesis, *Jour. Sedim. Petrol.*, 58, 415-432.
- Banner, J. L., Hanson, G. N. and Meyers, W. J., 1988 b, Fluidrock interaction history of regionally extensive dolomites of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): isotope evidence. In: sedimentology and geochemistry of dolostones (eds. V. Shukla and P. A. Baker), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 43, 97-113.
- Barnaby, R. J. and Read, J. F., 1992, Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to Middle Cambrian Shady Dolomite, Virginia, Appalachians, *Jour. Sediment. Petrol.*, 62, 1023-1043.
- Bathurst, R. G. C., 1975, Carbonate sediments and their diagenesis, *Elsevier, Amsterdam*, 658 p.
- Bau, M. and Dulski, P., 1996, Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa, *Precambrian Research*, 79, 37-55.

- Behrens, E. and Land, L. S., 1972, Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas, *Jour. Sedim. Petrol.*, 42, 155-161.
- Bethke, C. M., 1985, A numerical model of compaction driven ground-water flow and heat transfer, and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins, *Jour. Geophys. Res.*, 90, 6817-6828.
- Boillot, G., Comas, M.C., Girardeau, J., Kornprobst, J., Loreau, J.-P., Malod, J., Mougnot, D. and Moullade, M., 1988, Preliminary results of the Galinaute Cruise: dives of the submersible *Nautile* on the western Galicia Margin, Spain, *Ocean Drilling Program*, 37-51.
- Boles, J. R. and Franks, S. G., 1979, Clay diagenesis in Wilcox Sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation, *Jour. Sedim. Petrol.*, 49, 55-70.
- Brand, V. and Veizer, J., 1980, Chemical diagenesis of multicomponent carbonate systems: trace elements, *Jour. Sedim. Petrol.*, 50, 1219-1236.
- Budd, D. A., 1997, Cenozoic dolomite of carbonate islands: their attributes and the origin, *Earth Sci. Rev.*, 42, 1-47.
- Burns, S. J., Baker, P. A., Showers, W. J., 1988, the factors controlling the formation and chemistry of dolomite in organic-rich sediments: Miocene Drakes Bay Formation, California. In: sedimentology and geochemistry of dolostones, (eds. V. Shukla, P. A. Baker), *Society of Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.*, 43, 41-52.
- Carballo, J. D., Land, L. S. and Miser, D. E., 1987, Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf Key, Florida, *Jour. Sedim. Petrol.*, 57, 153-165.
- Carpenter, A. B., 1980, The chemistry of dolomite formation I: the stability of dolomite. In: concepts and models of dolomitization (eds. D. H. Zenger, J.B. Dunham and R. L. Ethington), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 28, 111-121.
- Cathles, L.M. and Smith, A. T., 1983, Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits and their applications for episodic basin dewatering and deposits genesis, *Econ. Geol.*, 78, 983-1002.
- Choquette, P. W. and Steinen, R. P., 1980, Mississippian non-supratidal dolomite, Ste. Genevieve Limestone, Illinois Basin: evidence for mixed-water dolomitization. In: concepts and model of dolomitization, (eds. D. H. Zenger, J. B. Dunham, R. L. Ethington), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 28, 168-196.
- Collins, A. G., 1975, Geochemistry of oilfield waters, *Elsevier, New York*, 496 p.
- Compton, J., Hall, D., Mallinson, D., Hodell, D., 1994, Origin of dolomite in the phosphatic Miocene Hawthorn Group of Florida, *Jour. Sediment. Res. Sect.*, 64, 638-649.

- DeBaar, H. J. W., Bacon, M. P. and Brewer, P. G., 1983, Rare earth distributions with a positive Ce anomaly in the Western North Atlantic Ocean, *Nature*, 301, 324-327.
- Degens, E. T., 1971, Stable isotope distribution in carbonates: In: carbonate rocks replacement in sedimentology 9B, (eds. G. V. Chilingar; H. J. Bissel and R. W. Fairbridge), *Elsevier, Amsterdam, The Netherlands*, 193-208.
- Dinç, S., 2010, Kasımlar çevresindeki (Eğirdir güneydoğusu, Isparta) Üst Triyas yaşlı Menteşe dolomitlerinin sedimantolojik ve jeokimyasal incelemesi, *S. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi*, 191 s, Konya.
- Dorobek, S. L. and Filby, R. H., 1988, Origin of dolomites in a downslope biostrome, Jefferson Formation (Devonian), central Idaho: evidence from NTE patterns, stable isotopes, and petrography, *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 36, 202-215.
- Duggan, J. P., 2004, Burial dolomites at Swan Hills Simonette NTEf, west central Alberta Basin, *Can. Soc. Petrol. Geol., 2004 Dolomite Conference*, 29 p.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: classification of carbonate rocks, (ed. W. E. Ham), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 1, 108-121.
- Dunnington, H. V., 1967, Aspects of diagenesis and shape in stylolitic limestone reservoirs. In: origin of oil, *Geology and Geophysics, Proc. Seventh World Petroleum Congress*, 2, 339-352.
- Dunoyer de Segonzac, G., 1970, The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review, *Sedimentology*, 15, 281-345.
- 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, 513-528.
- El-Hinnawi, E. and Loukina, S., 1993, Isotopic composition of Egyptian Cenozoic Limestones, *Sediment., Egypt*, 1, 35-42.
- Eren, M., Yeşilot-Kaplan, M. and Kadir, S., 2007, Petrography, geochemistry and origin of Lower Liassic dolomites in the Aydıncık area, Mersin, southern Turkey, *Turkish Jour. Earth Sci.*, 16, 339-362.
- Eren, Y., 1996, Ilgın-Sarayönü (Konya) güneyinde Bozdağlar masifinin yapısal özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 39, 49-64.
- 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. V. E. Barnes, P. E. Cloud, Jr, L. P. Dixon, R. L. Folk, E. C. Jonas, A. R. Palmer and E. J. Tynan), University of Texas, *Bur. Econ. Geol. Publ.*, 5924, 95-130.
- Folk, R. L., 1962, Spectral subdivision of limestones types. Classification of carbonate

rocks: *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 1, 33-62.

- Fouke, B., 1993, Chronostratigraphy and dolomitization of the Seroe Domi Formation, Curacao, Netherlands Antilles. PhD *Dissertation, State University of New York*, 747 pp.
- Frimmel, H. E., and Lane, K., 2005, Geochemistry of carbonate beds in the Neoproterozoic Rosh Pinah Formation, Namibia: implications on depositional setting and hydrothermal ore formation, *South African Journal of Geology*, 108, 5-18.
- Fritz, P. and Smith, D. G. W., 1970, The isotopic composition of secondary dolomite, *Geochim. Cosmoc. Acta*, 34, 1161-1173.
- Garven, G. and Freze, R. A., 1984, Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits. I. Mathematical and numerical models, *Amer. Jour. Sci.*, 284, 1085-1124.
- Ghienne, J. F., Monod, O., Kozlu, H., 2010, Cambrian - Ordovician depositional sequences in Middle East: a perspective from Turkey, *Earth Science Reviews*, 101, 101-104.
- Gregg, J. M. and Sibley, D. F., 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture, *Jour. Sedim. Petrol.*, 54, 908-931.
- Gregg, J. M., 1988, Origins of dolomite in the offshore facies of the Bonneterre Formation (Cambrian), southeast Missouri. In: sedimentology and geochemistry of dolostones, (eds. V. Shukla, and P. A. Baker), *Soci. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 43, 67-84.
- 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, 143-160.
- Grossman, E. L., 2012, Applying oxygen isotope paleothermometry in deep time, *Paleontological Society Short Course*, 18, 39-67.
- Haas, J. and Demeny, A., 2002, Early dolomitization of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary), *Sediment. Geol.*, 151, 225-242.
- Hardie, L.A., 1987, Dolomitization: a critical view of some current views, *Jour. Sedim. Petrol.*, 57, 166-183.
- Holail, H. M., 1989, Carbon and oxygen isotopic ratio of dolomites from Gebal Ataqa, Abstract, 1 st *International Conference of Geochemistry, Alexandria University, Egypt*, 262 p.

- Holail, H. M., Lohmann, K.C., Sanderson, I., 1988, Dolomitization and dedolomitization of Upper Cretaceous carbonates, Bahariya Oasis, Egypt. In: (eds. V. Shukla, P. Baker,), sedimentology and geochemistry of dolostones, *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 43, 191-207.
- Hood, S. D., Nelson, C. S. and Kamp, P. J. J., 2004, Burial dolomitisation in a non-tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand, *Sedim. Geol.*, 172, 117-138.
- Hua, G., Yuansheng, D., Lian, Z., Jianghai, Y., Hu, H., 2013, Trace and rare earth elemental geochemistry of carbonate succession in the Middle Gaoyuzhuang Formation, Pingquan Section: implications for Early Mesoproterozoic ocean redox conditions, *Journal of Paleogeography*, 2, 209-221.
- Humphris, S. E., 1984, The mobility of the rare earth elements in the Crust. In: rare earth element geochemistry (ed. P. Henderson), *Elsevier, New York.*, 317-342.
- Irwin, H., Curtis, C., 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.
- Janssen, C., Bohnhoff, M., Hoffmann-Rothe, A., Wetzel, U., Matar, A., Khatip, M., DESERT Research Group., 2007, Different styles of faulting deformation along the Dead Sea transform and possible consequences for the Recurrence of Major Earthquakes, *Jour. Geodyn.* 44, 66-89.
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P. and Parkinson, D. N., 2002, Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography, *Journal of the Geological Society*, 159, 351-378.
- Kaufman, J., Meyers, W. J. and Hanson, G. N., 1990, Burial cementation in the Swan Hills Formation (Devonian), Rosevear Field, Alberta, Canada, *Jour. Sedim. Petrol.*, 60, 918-939.
- Keith, M. L. and Weber, J. N., 1964, Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestone and fossils, *Geochim. Cosmoc. Acta*, 28, 1787-1816.
- Kinsman, D. J. J., 1969, Interpretation of Sr²⁺ concentrations in carbonate minerals and rocks, *Jour. Sedim. Petrol.*, 39, 486-508.
- Land, L. S. and Hoops, G. K., 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to salinity of diagenetic solution, *Jour. Sedim. Petrol.*, 43, 614-616.
- Land, L. S., Salem, M. R., Morrow, D. W., 1975, Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical significance, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59, 1602-1625.

- Land, L. S., 1980, The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the State of the Art., *SEPM Spec. Publ.*, 28, 87-110.
- Land, L.S., 1985, The origin of massive dolomite, *Jour. Geol. Educ.*, 33, 112-125.
- Lee, Y. I. and Friedman, G. M., 1987, Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in west Texas and southeastern New Mexico, *Jour. Sedim. Petrol.*, 57, 544-557.
- Lind, I. L., 1993, Stylolites in chalk from leg 130, Ontong java Plateau, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 130, 445-451.
- Lohmann, K. C., 1988, Stable isotopes and limestone lithification, *Jour. Geol. Soc.*, 133, 637-660.
- Lonnee, J. S., 1999, Sedimentology, dolomitization and diagenetic fluid evolution of the Middle Devonian Sulphur Point Formation, northwestern Alberta. MSc. Thesis, *University of Windsor*, Ontario, Canada, 133 p.
- Lu, F. H. and Meyers, W. J., 1998, Massive dolomitization of a Late Miocene carbonate platform: a case of mixed evaporative brines with meteoric water, Nijar, Spain, *Sedimentology*, 45, 263-277.
- Lumsden, D. N. and Chimahusky, J. S., 1980, Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. In: concepts and models of dolomitization, (eds. D. H. Zenger, J. B. Dunham, R. L. Ethington), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 28, 123-137.
- Machel, H. G. and Mountjoy, E. W., 1986, Chemistry and environments of dolomitization-a reappraisal, *Earth. Sci. Rev.*, 23, 175-222.
- Machel, H. G., 1987, Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction, *Geology*, 15, 936-940.
- Magara, K., 1978, Compaction and fluid migration—practical petroleum geology, *Elsevier, Amsterdam*, 319 p.
- Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Brenner, R. L. and Gonzalez, L. A., 2002, Diagenetic history of Late Paleocene potential carbonate reservoir rocks, Kopet-Dagh Basin, NE Iran, *Jour. Petrol. Geol.*, 25, 465-484.
- Mattes B. W. and Mountjoy, E. W., 1980, Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Build-up, Jasper National Park, Alberta. In: concepts and models of dolomitization (eds. D. H. Zenger, J. B. Dunham and R. L. Ethington), *Spec. Publ. Soci. Econ. Paleont. Miner.*, 28, 259-297.
- Matsumoto, R., Iijima, A. and Katayama, T., 1988, Mixed-water hydrothermal dolomitization of the Pliocene Shirahama Limestone, Izu Peninsula, central Japan, *Sedimentology*, 35, 979-999.

- Mazzullo, S. J., 1992, Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review, *Carbonates Evaporites*, 7, 21-37.
- McHargue, T. R. and Price, R. C., 1982, Dolomite from clay in argillaceous or shale-associated marine carbonates, *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 873-886.
- McKenzie, J. A., 1981, Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, UAE: a stable isotope study, *Jour. Geol.*, 89, 185-198.
- McLennan, S. M., 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: geochemistry and mineralogy of rare earth elements (eds. B. R. Lipin and G.A. McKay), *Miner. Soc. Amer. Short Course*, 21, 169-200.
- Milliman, J. D., 1974, Marine carbonates, recent sedimentary carbonates, part I, *Springer-Verlag, New York*, 375 p.
- Mitchell, H. G., Land, L. S. and Miser, D. N., 1987, Modern marine dolomite cement in a north Jamaican Fringing NTEf, *Geology*, 15, 557-560.
- Morrow, D. W., 1982, Diagenesis 2. dolomite-part 2: dolomitization models and ancient dolostones: *Geosci. Can.*, 9, 95-107.
- Morrow, D. W., 1990 a, Diagenesis. Dolomite–part I: the chemistry of dolomitization and dolomite precipitation, *Geosci. Can. Rep. Ser.*, 4, 113-124.
- Morrow, D. W., 1990 b, Dolomite: part 1. the chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. In: diagenesis, (eds. A. McIlreath, D. W. Morrow), *Geosci. Can. Rep. Ser.*, 4, 125-139.
- Morse, J. W. and Mackenzie, F. T., 1990, Geochemistry of sedimentary carbonates, developments in sedimentology, *Elsevier, Amsterdam*, vol. 48, 706 p.
- Mriheel, L. Y. and Anketell, J. M., 2000, Dolomitization of the Early Eocene Jirani Dolomite Formation, Gabes-Tripoli Basin, western Offshore, Libya, *Jour. Pet. Geol.*, 23, 449-474.
- Murray R. C. and Lucia, F. J., 1967, Cause and control of dolomite distribution by rocks selectivity, *Bull. Geol. Soci. Amer.*, 78, 21-35.
- Nader, F. H., Swennen, R. and Ellam, R. M., 2007, Field geometry, petrography and geochemistry of a dolomitization front (Late Jurassic, central Lebanon), *Sedimentology*, 54, 1093-1119.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Armstrong-Altrin, J. S. and Nagendra, R., 2011, Geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima Basin, Karnataka, southern India. *Geosciences Journal*, 15, 9-25.

- Nicolaides, S. and Wallace, M. W., 1997, Pressure–dissolution and cementation in an Oligocene tropical limestone (Clifton Formation), Otway Basin, Australia. In: cool water carbonates (eds. N. P. James and J. A. D. Clarke), *SEPM Spec. Publ.*, 56, 249-261.
- Noble, E. A., 1963, Formation of ore deposits by waters of compaction, *Econ. Geol.*, 58, 1145-1156.
- Oliver, J., 1986, Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena, *Geology*, 14, 99-102.
- Oswald, E. J., 1992, Dolomitization of an Upper Miocene nadir toprak elementf complex, Mallorca, Spain, PhD *Dissertation State University of New York*, Stony Brook, N. Y., 424 p.
- Özkan, A.M., ve Dinç, S., 2008, Hadim (Konya) dolayındaki karbonat kayaçların (Üst Jurasik) sedimentolojisi, *S.Ü. Müh. Mim. Fak. bilimsel araştırma projesi*, 138 s., Konya.
- Özkan, A. M. and Elmas, A., 2012, Petrographic and geochemical characteristics of the Kızıloren Formation (Upper Triassic-Lower Jurassic) in the Akpınar (Konya, Turkey) area, *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 86, 1455-1470.
- Özkan, A. M., 2014, Söğütözü – Ladik (Konya) çevresindeki Bozdağ formasyonu (Silüriyen - Alt Karbonifer) dolomitlerinin sedimentolojik ve jeokimyasal incelenmesi, *Selçuk Üniversitesi BAP Projesi*, Proje No: 11201124, (yayımlanmamış) 125 s.
- Özkan, A. M. ve Mutlu, A., 2015, Beyreli - Çamiçi (Hadim-Konya) Dolayındaki Jura Yaşlı Dedebelemi Formasyonu Dolomitlerinin Sedimentolojik ve Jeokimyasal İncelenmesi, *El-Cezeri Bilim ve Mühendislik Dergisi*, 2, 1-18.
- Pingitore, N. E., 1978, The behavior of Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis: theory and applications, *Jour. Sedim. Petrol.*, 48, 799-814.
- 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. B. Purser, M. Tucker, D. Zenger): *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 21, 3-20.
- Qing, H. and Mountjoy, E.W., 1992, Large-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'ile Barrier, western Canada sedimentary basin, *Geology*, 20, 903-906.
- Qing, H. and Mountjoy, E.W., 1994, Rare earth element geochemistry of dolomites in the Middle Devonian Presqu'ile Barrier, western Canada sedimentary basin: implications for fluid–rock ratios during dolomitization, *Sedimentology*, 41, 787-804.

- Qing, H., 1998, Petrography and geochemistry of early-stage, fine and medium-crystalline dolomites in the Middle Devonian Presqu'ile 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.
- Radke, B. M. and Mathis, R. L., 1980, On the formation and occurrence of saddle dolomite, *Jour. Sedim. Petrol.*, 50, 1149-1168.
- Railsback, L. B. and Hood, E. C., 2001, A survey of multi-stage diagenesis and dolomitization of Jurassic limestones along a regional shelf to basin transect in the Ziz Valley, central High Atlas Mountains, Morocco, *Sedimentary Geology*, 139, 285-317.
- Ramadan, F. S., 2014, Petrographic and diagenetic characteristics of the dolomites at Um Bogma Formation (Early Carboniferous), west central Sinai, Egypt, *World Applied Sciences Journal*, 31, 12-30.
- Randazzo, A. F. and Cook, D. J., 1987, Characterization of dolomite rocks from coastal mixing zone of the Floridian Aquifer, USA, *Sediment. Geol.*, 54, 169-192.
- Rao, C. P. and Naqvi, I. H., 1977, Petrography, geochemistry and factor analysis of a Lower Ordovician subsurface sequence, Tasmania, Australia, *Jour. Sedim. Petrol.*, 47, 1036-1055.
- Rao, C. P., 1989, Geochemistry of the Gordon Limestone (Ordovician), Mole CNTEK, Tasmania, *Australian Jour. Earth Sci.*, 36, 65-71.
- Rosen, M. R., Miser, D. E., 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 sea water derived brines: San Andreas Formation (Guadalupian), west Texas. In: sedimentology and geochemistry of dolostones, (eds. V. Shukla, and P. A. Baker), *SEPM Spec. Publ.*, 43, 245-262.
- Sass, E. and Bein, A., 1988, Dolomites and salinity: a comparative geochemical study. In: sedimentology and geochemistry of dolostones (eds. V. Shukla and P. A. Baker), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, 43, 223-233.
- Satterley, A. K., Marshall, J. D., Fairchild, I. J., 1994, Diagenesis of an Upper Triassic nadir toprak elementf complex, Wilde Kirche, Northern Calcareous Alps, Austria, *Sedimentology*, 41, 935-950.
- Schedl, A., McCabe, C., Montanez, I. P., Fullager, P. D. and Valley, J. M., 1992, Alleghenian regional diagenesis: a response to the migration of modified

- metamorphic fluids derived from beneath the Blue Ridge-Piedmont Thrust Sheet, *Jour. Geol.*, 100, 339-352.
- Schofield, K., 1984, Are pressure solution, neomorphism and dolomitisation genetically related? In: stylolites and associated phenomena—relevance to hydrocarbon reservoirs, *Spec. Publ. Abu Dhabi Nat. Reservoir Res. Found.*, 183-201.
- Scholle, P. A. and Arthur, M. A., 1980, Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 67-87.
- Shanmugam, G. and Benedict, G. L., 1983, Manganese distribution in the carbonate fraction of shallow and deep marine lithofacies, Middle Ordovician, eastern Tennessee, *Sedimentary Geology*, 35, 159-175.
- Shaw, S. K., 1989, Occurrence, geochemistry and origin of early diagenetic carbonates of the Hawthorn Group (Miocene), Florida (unpublished MS Thesis), *University of South Florida, Tampa, Florida*, 169 p.
- Sibley, D. F., 1982, The origin of common dolomite fabrics, clues from the Pliocene, *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 1087-1100.
- Sibley, D. F. and Gregg, J. M., 1987, Classification of dolomite rock textures, *Jour. Sedim. Petrol.*, 57, 967-975.
- Sibley, D. F., Dedoes, R. E. and Bartlett, T. R., 1987, Kinetics of dolomitization, *Geology*, 15, 1112-1114.
- Sibley, D. F., 1990, Unstable to stable transformations during dolomitization, *Jour. Geol.*, 98, 739-748.
- Spry, A., 1969, *Metamorphic textures*, Pergamon Press, Oxford, 352 p.
- Srinivasan, K. and Walker, K. R., 1993, Sequence stratigraphy of an intrashelf basin carbonate ramp to rimmed platform transitions of the Maryville Limestone (Middle Cambrian) southern Appalachians, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 105, 883-896.
- Srinivasan, K., Walker, K. R. and Goldberg, S. A., 1994, Determining fluid source and possible pathways during burial dolomitization of Maryville Limestone (Cambrian), southern Appalachians, USA, *Sedimentology*, 41, 293-308.
- Stampfli, G. M. and Kozur, H., 2006, Europe from the Variscan to the Alpine cycles. In: European lithosphere Dynamics, (eds. D.G. Gee and R. Stephenson), *Memoir of the Geological Society*, 32, 57-82.
- Staudt, W., Oswald, E. J. and Schoonen, M., 1993, Dolomitization of sodium, chloride and sulfate in dolomites: a new technique to constrain the composition of dolomitizing fluids, *Chem. Geol.*, 107, 97-109.

- Steuber, A. M., Pushkar, P. and Hetherington, E. A., 1984, A strontium isotopic study of smackover brines and associated solids, southern Arkansas, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1637-1649.
- Sun, S. Q., 1994, A reappraisal of dolomite abundance and occurrence in the Phanerozoic, *Jour. Sediment. Research*, 64, 396-404.
- Suzuki, Y., Iryu, Y., Inagaki, S., Yamada, T., Aizawa, S., Budd, D. A., 2006, Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita-Daito-Jima, Northern Philippine Sea, *Sedimentary Geology*, 183, 181-202.
- Tan, F. C. and Hudson, J. D., 1971, Carbon and oxygen isotopic relationships of dolomite and co-existing calcites, Great Estuarine Series (Jurassic) Scotland, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 755-767.
- Taylor, T. R. and Sibley, D. F., 1982, Petrographic and geochemical characteristics of dolomite types and the origin of ferroan dolomite in the Trenton Formation, Ordovician, Michigan Basin, USA, *Sedimentology*, 33, 61-86.
- Tekin, E. and Sarı, A., Microtextural characteristics and origin of dolomites in the Tepearası Formation, SW of Beyşehir-Konya, Turkey, *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 76/1, 100-109.
- Thompson, G., 1972, A geochemical study of some lithified carbonate sediments from the deep sea, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36, 1237-1253.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990, Carbonate sedimentology, *Blackwell Scientific Publ.*, Oxford, 482 p.
- 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., 1992, Doğu Toroslar Geyikdağı Birliğinde Orta Devoniyen (Şafaktepe formasyonu) dolomitlerinin petrografisi ve kökeni (Tufanbeyli-Saimbeyli), *M.T.A. Derg.*, 114, 37-46.
- Varol, B. and Magaritz, M., 1992, Dolomitization, time boundaries and unconformities: examples from the dolostone of the Taurus Mesozoic 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, *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 181, 135-145.
- Veizer, J., 1977, Diagenesis of Pre-Quaternary carbonates as indicated by tracer studies, *Jour. Sedim. Petrol.*, 46, 565-581.
- Veizer, J., 1983, Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. In: (eds. M. A. Arthur, T. F. Anderson, I. R. Kaplan, J. Veizer,

- L. S. Land), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology, Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course*, 10, 3-100.
- Verhaert, G., Muchez, P., Sintubin, M., Similox-Tohon, D., Vandycke, S., Keppens, E., Hodge, E. J. and Richards, D. A., 2004, Origin of paleofluids in an normal fault setting in the Aegean Region, *Geofluids*, 4, 300-314.
- Walls, R. A., Mountjoy, E. W., Fritz, P., 1979, Isotopic composition and diagenetic history of carbonate cements in Devonian Golden Spike NTEf, Alberta, Canada, *Bull. 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 Gabal Ataqa, northwest Gulf of Suez, Egypt, *Sediment. Geol.*, 151, 211-224.
- Warren, J., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations, *Earth, Science Reviews*, 52, 1-81.
- Zachos, J. C., Stott, L. D., Lowell, D. and Lohmann, K. C., 1994, Evolution of Early Cenozoic marine temperatures, *Paleoceanography*, 9, 353-387.
- 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.

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Levent Kenan KİBAR
Uyruğu : T.C.
Doğum Yeri ve Tarihi : Ankara, 1979
Telefon : 5055648860
Faks :
e-mail : leventkenan@hotmail.com

EĞİTİM

Derece	Adı, İlçe, İl	Bitirme Yılı
Lise	: Fatih Sultan Mehmet Lisesi, Keçiören, Ankara	1996
Üniversite	: Selçuk Üniversitesi, Selçuklu, Konya	2001
Yüksek Lisans :		
Doktora :		

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
2006	Irmak Jeoteknik	Jeoloji Mühendisi
2007	Emniyet Genel Müdürlüğü	Polis Memuru

YABANCI DİLLER

İngilizce