

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**GÜMÜŞHANE (KD TÜRKİYE) YÖRESİNDE YÜZEYLENEN ÜST JURA-ALT
KRETASE PLATFORM KARBONATLARINDAKİ (BERDİGA FORMASYONU)
DOLOMİTLEŞMENİN KÖKENİ**

DOKTORA TEZİ

Merve ÖZYURT

**ŞUBAT 2019
TRABZON**



**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**GÜMÜŞHANE (KD TÜRKİYE) YÖRESİNDE YÜZEYLENEN ÜST JURA-ALT
KRETASE PLATFORM KARBONATLARINDAKİ (BERDİGA FORMASYONU)
DOLOMITLEŞMENİN KÖKENİ**

Merve ÖZYURT

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
"DOKTOR (JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ)"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 15 / 01 / 2019

Tezin Savunma Tarihi : 04 / 02 / 2019

Tez Danışmanı : Prof. Dr. M. Ziya KIRMACI

Trabzon 2019

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında
Merve ÖZYURT tarafından hazırlanan**

**GÜMÜŞHANE (KD TÜRKİYE) YÖRESİNDE YÜZEYLENEN ÜST JURA-ALT
KRETASE PLATFORM KARBONATLARINDAKİ (BERDİGA FORMASYONU)
DOLOMITLEŞMENİN KÖKENİ**

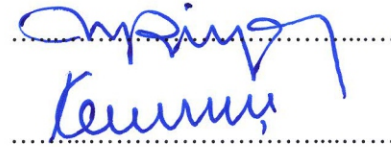
**başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 15 /01 /2019 gün ve 1787 sayılı
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda
DOKTORA TEZİ
olarak kabul edilmiştir.**

Jüri Üyeleri


Başkan : Prof. Dr. Şenol ÇAPKINOĞLU



Üye : Prof. Dr. M. Ziya KIRMACI



Üye : Prof. Dr. Kemal TASLI



Üye : Prof. Dr. İ. Ömer YILMAZ



Üye : Doç. Dr. Raif KANDEMİR

Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ

Enstitü Müdürü

ÖNSÖZ

Bu çalışma, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'ne Doktora Tezi olarak hazırlanmış olup, Gümüşhane (KD Türkiye) yöresinde yüzeylenen Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı platform karbonatlarındaki (Berdiga Formasyonu) dolomitleşmenin kökenini araştırmaktadır. Bu tez çalışması Karadeniz Teknik Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi (BAP) tarafından 5160 No'lu proje ile; Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TUBİTAK) tarafından ise 3001 programı-115Y005 nolu proje ve BİDEB-2214A-Yurt Dışı Doktora Sırası Araştırma Burs Programı ile finanse edilmiştir. Katkılarından dolayı bu kurumlara teşekkür ederim.

Doktora tez çalışmasını bana öneren ve çalışmanın başlangıcından sonuna kadar bilgi, deneyim ve tecrübeleri ile bana yol gösteren saygıdeğer danışman hocam Prof. Dr. M. Ziya KIRMACI'ya şükranlarımı sunarım. Tez çalışmamın her aşamasında bilgi, tecrübe ve yardımlarını benden esirgemeyen Doç. Dr. Raif KANDEMİR (Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi) hocama teşekkürü bir borç bilirim. Doktora Tez İzleme Komitesi'nin üyesi olan Prof. Dr. Şenol Çapkınoğlu hocama ve Paleontolojik yaş tayinlerini yapan Prof. Dr. Kemal TASLI (Mersin Üniversitesi) hocama engin katkılarından dolayı teşekkür ederim. Doktora tez kapsamında CL çalışmalarını gerçekleştiren Doç. Dr. Emin ÇİFTÇİ (İstanbul Teknik Üniversitesi) hocama teşekkür ederim. Doktora tezimin yazım aşamasında bilgi, tecrübe, eleştiri ve önerileri ile doktora tezimin gelişmesine katkılarda bulunan Prof. Dr. Ihsan Al-AASM (Windsor Üniversitesi, Kanada) hocama şükranlarımı sunarım. Bu çalışmanın arazi ve laboratuvar çalışmalarında bana yardımcı olan değerli stajyer öğrencilerim Ali KESKİN, Mert Oğuzhan DİNÇ, Sefa İNAN ve Nurbanu ERGÜL'e ve diğer stajyer öğrencilerime teşekkür ederim.

Öğrenim hayatım boyunca benden maddi manevi desteklerini esirgemeyen ve karşılaştığım her türlü zorluğu paylaşan annem Fatma Şenay YILDIZ, babam Niyazi YILDIZ'a şükranlarımı sunarım. Ayrıca, Eşim Dr. Emre ÖZYURT'a doktoramın tez yazım aşamasında göstermiş olduğu sabır ve özveriden dolayı çok teşekkür ederim.

Merve ÖZYURT

Trabzon, 2019

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Doktora Tezi olarak sunduğum ‘‘Gümüşhane (KD Türkiye) Yöresinde Yüzeylenen Üst Jura-Alt Kretase Platform Karbonatlarındaki (Berdiga Formasyonu) Dolomitleşmenin Kökeni’’ başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Prof. Dr. M. Ziya KIRMACI'nın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri/örnekleri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuvarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 04 / 02 / 2019

Merve ÖZYURT

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET.....	IX
SUMMARY.....	X
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	XI
TABLolar DİZİNİ.....	XV
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XVI
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı.....	2
1.3. Çalışma Alanının Coğrafi Konumu.....	4
1.4. Önceki Çalışmalar.....	4
1.4.1. Genel Jeolojiye Yönelik Çalışmalar.....	6
1.4.1.1. Bölgesel Jeolojiye Yönelik Çalışmalar.....	6
1.4.1.2. Doğu Pontidler'in Jura Öncesi Temel Kayaçları.....	6
1.4.1.3. Erken-Orta Jura Yaşlı Volkano-Tortul İstifler.....	8
1.4.1.4. Geç Jura- Erken Kretase Yaşlı Karbonat İstifleri.....	9
1.4.1.5. Geç Kretase Yaşlı Volkanik Topluluk ve Sedimanter İstifler.....	11
1.4.1.6. Senozoyik Dönemi Volkanik ve Sedimanter İstifler.....	11
1.4.2. Dolomitler Üzerine Yapılmış Çalışmalar.....	12
1.4.2.1. Dolomit Terimi.....	12
1.4.2.2. Protodolomit.....	14
1.4.2.3. Dolomitleşme Reaksiyonları ve Kinetik Problemler.....	16
1.4.2.4. Dolomitleşme için Olası Mg Kaynakları.....	18
1.4.2.5. Dolomitleşme için Olası Modeller.....	19
1.4.2.5.1. Evaporatif/Sabka ve Geriye-Sızma Modelleri.....	20
1.4.2.5.2. Karışım Zonu ve Deniz Suyu Modelleri.....	21
1.4.2.5.3. Gömülmeye Bağlı Dolomitleşme Modelleri.....	22

1.4.3.	Bölgenin Tektono-Sedimanter Gelişimi ve Dolomitleşme.....	27
2.	YÖNTEM.....	31
2.1.	Arazi Çalışmaları.....	31
2.2.	Laboratuvar Çalışmaları.....	32
2.2.1.	Mikroskop Laboratuvar Çalışmaları.....	32
2.2.1.1.	Petrografik Çalışmaları.....	32
2.2.1.2.	Katodoluminesans Çalışmaları.....	32
2.2.1.3.	Sıvı Kapanım Çalışmaları.....	34
2.2.2.	Jeokimyasal Laboratuvar Çalışmaları.....	35
2.2.2.1.	XRD Çalışmaları.....	35
2.2.2.2.	Ana-İz Element Analizleri.....	35
2.2.2.3.	Duraylı ve Radyojenik İzotop Analizleri.....	35
2.3.	Büro Çalışmaları.....	36
3.	BULGULAR.....	37
3.1.	Stratigrafi.....	37
3.1.1.	Pulur Metamorfikleri (Pm)	38
3.1.2.	Gümüşhane Granitoidi (Gg)	40
3.1.3.	Şenköy Formasyonu.....	41
3.1.4.	Berdiga Formasyonu.....	44
3.1.5.	Kındıralık Dere Formasyonu.....	46
3.1.6.	Elmalı Dere Formasyonu.....	48
3.1.7.	Tepeköy Formasyonu (Kt)	50
3.1.8.	Kabaköy Formasyonu.....	51
3.1.9.	Kaçkar Granitoidi.....	53
3.2.	Litofasiyes.....	53
3.2.1.	Mescitli Ölçülü Stratigrafik Kesiti (ÖSK-1)	54
3.2.1.1.	Dolomit litofasiyesi.....	54
3.2.1.2.	Bentik Foraminiferli İstiftaşı Litofasiyesi.....	56
3.2.1.3.	Allokton Biyoklastik/Peloidli Tanetaşı Litofasiyesi.....	59
3.2.1.4.	Sünger Spiküllü Vaketaşı-İstiftaşı Litofasiyesi.....	61
3.2.1.5.	Allokton İskeletsel Taneli İstiftaşı Litofasiyesi.....	63
3.2.2.	Kuşakkaya Ölçülü Stratigrafik Kesiti (ÖSK-2)	65
3.2.2.1.	Dolomit Litofasiyesi.....	65

3.2.2.2.	Peloidli İstiftaşı-Tanetaşı Litofasiyesi.....	67
3.2.3.	Eski Gümüşhane Ölçülü Stratigrafik Kesiti (ÖSK-3)	70
3.2.3.1.	Dolomit Litofasiyesi.....	70
3.2.4.	Hur Ölçülü Stratigrafik Kesiti (ÖSK-4)	73
3.2.4.1.	Ooidal Tanetaşı/İstiftaşı Litofasiyesi.....	73
3.2.4.2.	Çamurtaşı Litofasiyesi.....	78
3.2.4.3.	Kumtaşı-Kumlu Kireçtaşı litofasiyesi.....	79
3.2.4.4.	Dolomit Litofasiyesi.....	80
3.2.4.5.	İstiftaşı-Tanetaşı Litofasiyesi.....	81
3.2.5.	Dolomit Litofasiyesinin Yanal Devamlılığı.....	82
3.3.	Karbonatların Diyajenetik Geçmişi.....	85
3.3.1.	Denizel Diyajenetik Bölge.....	85
3.3.1.1.	Biyotürbasyon.....	86
3.3.1.2.	Mikritleşme.....	86
3.3.1.3.	Denizel Çimentolanma.....	87
3.3.1.4.	Dolomitleşme.....	88
3.3.2.	Yüzeyaltı –Derin Gömülme Diyajenetik Bölge.....	89
3.3.2.1.	Neomorfizma.....	90
3.3.2.2.	Fiziksel Sıkışma.....	90
3.3.2.3.	Kimyasal Sıkışma.....	90
3.3.2.4.	Dolomit Rekristalizasyonu.....	91
3.3.2.5.	Çözünme.....	93
3.3.2.6.	Silişleşme.....	94
3.3.2.7.	Piritleşme.....	95
3.3.2.8.	Dedolomitleşme.....	95
3.3.2.9.	Çimentolanma.....	95
3.3.3.	Meteorik Diyajenetik Bölge.....	96
3.3.3.1.	Neomorfizma.....	96
3.3.3.2.	Çimentolanma.....	97
3.3.3.3.	Geç Fazlı Meteorik Çimentolanma.....	97
3.3.3.4.	Meteorik Çözünme.....	97
3.4.	Dolomit Petrografisi.....	98
3.4.1.	Yer Değiştirme Dolomitleri (Rd)	98

3.4.1.1.	Mikrokristalen Dolomit (Rd1)	98
3.4.1.2.	Doku Koruyucu İnce-Orta Kristalli Planar-S Dolomit (Rd2)	100
3.4.1.3.	Planar-Porfirotopik Dolomit (Rd3)	102
3.4.1.4.	Orta-Iri Kristalli Dolomit (Rd4)	102
3.4.2.	Dolomit Çimento (Cd)	103
3.5.	Dolomit Jeokimyasi.....	108
3.5.1.	Ana ve İz Elementler.....	108
3.5.1.1.	MgCO ₃ Konsantrasyonları.....	108
3.5.1.2.	Sr Element Konsantrasyonları.....	111
3.5.1.3.	Na Element Konsantrasyonları.....	112
3.5.1.4.	Fe Element Konsantrasyonları.....	113
3.5.1.5.	Mn Element Konsantrasyonları.....	113
3.5.2.	Duraylı İzotoplar.....	114
3.5.2.1.	Oksijen İzotopları.....	114
3.5.2.2.	Karbon İzotopları.....	115
3.5.3.	Radyojenik İzotoplar.....	116
3.5.3.1.	Stronsiyum İzotopları.....	116
3.5.4.	Sıvı Inklüzyonları.....	117
4.	TARTIŞMA.....	118
4.1.	Jeokimyasal Verilerin Yorumlanması.....	118
4.1.1.	Dolomit Stoikiometrisi.....	118
4.1.2.	Na Konsantrasyonları.....	119
4.1.3.	Sr Konsantrasyonları.....	121
4.1.4.	Fe ve Mn Konsantrasyonları.....	122
4.1.5.	Oksijen İzotopları.....	124
4.1.6.	Karbon İzotopları.....	129
4.1.7.	Stronsiyum İzotopları.....	131
4.2.	Dolomitleşmenin Yorumlanması.....	133
5.	SONUÇLAR.....	140
6.	ÖNERİLER.....	142
7.	KAYNAKLAR.....	143

ÖZGEÇMİŞ

Doktora Tezi

ÖZET

GÜMÜŞHANE (KD TÜRKİYE) YÖRESİNDE YÜZEYLENEN ÜST JURA-ALT KRETASE PLATFORM KARBONATLARINDAKİ (BERDİGA FORMASYONU) DOLOMITLEŞMENİN KÖKENİ

Merve ÖZYURT

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Prof. Dr. M. Ziya KIRMACI
2019, 166 Sayfa

Doğu Pontidler’de (KD Türkiye) doğu-batı yönünde geniş bir yayılım alanına sahip olan Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu, platform karbonatlarından oluşur. Formasyon yanal ve düşey yönde farklı litofasiyes özellikler gösterir ve Gümüşhane (KD Türkiye) yöresinde, yaygın olarak dolomitleşmiştir. Mescitli (Gümüşhane, KD Türkiye) yöresinde formasyonun alt seviyelerini, Kuşakkaya ve Eski Gümüşhane (Gümüşhane KD Türkiye) yöresinde formasyonun hemen hemen tamamını, Hur yöresinde ise ara seviyelerini oluşturan dolomit litofasiyesi petrografik ve jeokimyasal özelliklere göre yer değiştirme (Rd1, Rd2, Rd3 ve Rd4) şeklinde dört dolomit fazını içerir. Dolomitleşme düşük amplitütlü stilolitler tarafından kesilen, yer değiştirme dolomitleri (Rd) şeklinde gelişmiştir. Petrografik ve jeokimyasal veriler yer değiştirme dolomitlerinin (Rd dolomitler) kimyasal sıkışma öncesi, sığ-orta gömülme derinliklerinde, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı deniz suyundan ve/veya kayaç-su etkileşimi sonucu kısmen modifiye olmuş deniz suyundan oluştuklarını, artan sıcaklıklarda ve devam eden gömülme sırasında rekristalize olduklarını gösterir.

Anahtar Kelimeler: Jeokimya, Dolomitleşme, Denizsuyu kökeni, Rekristalizasyon, Geç Jura-Erken Kretase, Platform karbonatları, Berdiga Formasyonu, Doğu Pontidler.

PhD. Thesis

SUMMARY

ORIGIN OF DOLOMITIZATION IN UPPER JURASSIC-LOWER CRETACEOUS PLATFORM CARBONATES (BERDIGA FORMATION) IN GÜMÜŞHANE AREA

Merve ÖZYURT

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geological Engineering Graduate Program
Supervisor: Prof. Dr. M. Ziya KIRMACI
2019, 166 Pages

The Upper Jurassic-Lower Cretaceous Berdiga Formation exposing in an E-W trending wide area in the Eastern Pontides (NE Turkey) is composed of platform carbonates. Berdiga formation which shows different lithofacies characteristics in horizontal and vertical directions was intensely dolomitized in the Gümüşhane area (NE Turkey). Dolomite lithofacies comprising the lower part of formation in the Mescitli area, while it comprises nearly entire of the formation in the Kuşakkaya and Eski Gümüşhane areas and comprising interlayer of the formation in the Hur area. It contains four dolomite phases of replacement (Rd1, Rd2, Rd3 and Rd4) based on the petrographic and geochemical characteristics. Petrographic and geochemical data indicate that replacement dolomites (Rd) are formed prior to compaction at shallow-moderate burial depths from seawater during Late Jurassic-Early Cretaceous and/or partly modified seawater as a result of water/rock interaction and they were recrystallized at elevated temperatures during subsequent burial.

Key Words: Geochemistry, Dolomitization, Seawater origin, Recrystallization, Late Jurassic-Early Cretaceous, Platform carbonates, Berdiga Formation, Eastern Pontides, NE Turkey.

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa No:
Şekil 1.1. Çalışma alanlarını gösterir yer bulduru haritası.....	5
Şekil 1.2. A: Pontidler'in Türkiye'nin tektonik birlikleri içerisindeki konumu (Okay ve Tüysüz, 1999), B: Doğu Pontidler Kuzey ve Güney Zonu (Ketin ve Canitez, 1972)	7
Şekil 1.3. İdeal Dolomit kristali (Land, 1985; Warren, 2000)	13
Şekil 1.4. Bileşenlerin mineralojisine göre genel karbonat sınıflaması (Leighton ve Pendexter, 1962)	14
Şekil 1.5. Doğal suların tuzluluk ve Mg/Ca oranına göre kalsit, dolomit, aragonit ve yüksek-Mg kalsit çökelim alanları.....	17
Şekil 1.6. Sabka/evaporatif (A) ve geriye-sızma (B) modellerinin şematik gösterimi (Gasparrini vd., 2006)	21
Şekil 1.7. Karışım zonu (A) ve deniz suyu (B) dolomitleşme modelinin şematik gösterimi (Gasparrini, 2006).....	23
Şekil 1.8. Karışım-zonu dolomitleşme modeli deniz suyunun artan içeriği ile birlikte meteorik sulardaki dolomit ve kalsit için çözülebilirlik eğrisi (Waren, 2000)	24
Şekil 1.9. Sıkışmaya bağlı olarak havzasal formasyon sularının akışı (A) ve topoğrafya kontrolündeki sıvı akışı (B) gömülme dolomitleşme modellerinin şematik görünüşleri (Gasparrini, 2006)	26
Şekil 1.10. Tektonizma tarafından kontrol edilen sıvı akış (A) ve termal konveksiyon sıvı akışı dolomitleşme (B) modelinin şematik görünümü (Gasparrini, 2006)	27
Şekil 1.11. Doğu Pontidler'in (KD Türkiye) tektono-sedimanter gelişimi.....	29
Şekil 3.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	37
Şekil 3.2. Çalışma alanının genelleştirilmiş jeoloji haritası ve sistematik örnek alım yerleri	38
Şekil 3.3. Kırıklı (Gümüşhane) yöresinde bulunan şistlerin arazi görünümü.....	40
Şekil 3.4. Mescitli yöresinde Şenköy Formasyonu'na ait bazaltların arazi görünümü.....	42
Şekil 3.5. Mescitli yöresinde Berdiga Formasyonu'nun arazi görünümü.....	45
Şekil 3.6. Mescitli yöresinde Kındıralık Dere Formasyonu'nun arazi görünümü.....	47

Şekil 3.7. Pirahmet yöresinde (Gümüşhane) Elmalı Dere Formasyonu'nun arazi görünümü.....	49
Şekil 3.8. Mescitli yöresinde, Tepeköy Formasyonu'nun arazi görünümü.....	92
Şekil 3.9. Kabaköy Formasyonu'nun arazi görünümü.....	52
Şekil 3.10. Berdiga Formasyonu'nun Mescitli (Gümüşhane, KD Türkiye) yöresindeki litofasiyes gelişimini ve foraminiferlerin stratigrafik dağılımını gösteren stratigrafik kolon kesiti.....	55
Şekil 3.11. Mescit yöresinde, Berdiga Formasyonu'ndan alınan ölçülü stratigrafik hattı (A), formasyonun üst kesimleri (B), alloktan biyoklastik istif taşı litofasiyesi (C) ve kesitin bazı seviyelerinde yer alan çörtlü kireçtaşları (D).....	57
Şekil 3.12. Mescitli (Gümüşhane, KD Türkiye) yöresinde Berdiga Formasyonunu oluşturan litofasiyesleri gösteren fotomikrograflar.....	59
Şekil 3.13. Berdiga Formasyonu'nun Kuşakkaya yöresindeki litofasiyes gelişimini gösteren stratigrafik kolon kesit.....	66
Şekil 3.14. Kuşakkaya yöresinde, Berdiga Formasyonu'unun uzaktan görünümü (A) dolomit katmanlarının arazi görünümleri (B), dolomitlerin taze yüzeyleri (C) en üst seviyedeki kireçtaşı katmanlarının arazi görünümü (D)	68
Şekil 3.15. Kuşakkaya (Gümüşhane, KD Türkiye) yöresinde Berdiga Formasyonu'nu oluşturan litofasiyesleri gösteren fotomikrograflar.....	69
Şekil 3.16. Berdiga Formasyonu'nun Eski Gümüşhane yöresindeki litofasiyes gelişimini gösteren stratigrafik kolon kesit	71
Şekil 3.17. Eski Gümüşhane yöresinde, D-164 numaralı sondaj yerinin arazi fotoğrafı (A) ve karotların görünümleri (B)	72
Şekil 3.18. Litofasiyesin alt seviyelerini oluşturan iri kristalli (A) ve üst seviyelerini oluşturan ince kristalli dolomitleri (B) gösterir fotomikrograflar.....	73
Şekil 3.19. Berdiga Formasyonu'nun Hur yöresindeki litofasiyes gelişimini gösteren stratigrafik kolon kesit.....	75
Şekil 3.20. Hur yöresinde, Berdiga Formasyonu'nun uzaktan görünümü (A), kireçtaşı katmanlarının (B) ve dolomitlerin arazi görünümleri (C).....	76
Şekil 3.21. Hur yöresinde Berdiga Formasyonu'nu oluşturan litofasiyesleri gösteren fotomikrograflar:	77
Şekil 3.22. Berdiga Formasyonu'na ait litofasiyeslerin çökelme ortamlarının genelleştirilmiş şematik görünümü.....	83

Şekil 3.23. İnceleme alanında Üst Jura-Alt Kretase Berdiga Formasyonu'nun Yanal ve düşey yöndeki litofasiyes dağılımı.....	84
Şekil 3.24. Berdiga Formasyonu'nunda gözlenen diyajenetik olayların meydana geldiği bölgelerin şematik görünümü.....	85
Şekil 3.25. Mescitli yöresinde Berdiga Formasyonu'ndaki biyoturbasyon yapılarının arazi görünümü (A) ve mikroskop görüntüsü (B), B: biyoturbasyon yapıları.....	86
Şekil 3.26. Berdiga Formasyonu'nda tüm taneyi kaplayacak şekilde gelişmiş mikritleşme (A) ve karbonatlı tanelerin etrafını çevreleyecek şekilde gelişmiş mikritleşmelerin (B) mikroskop görüntüleri, M: mikritleşme.....	87
Şekil 3.27. Tanetaşlarının yerini alan dolomitler (A), çamurtaşlarının yerini alan dolomitler (B), Orta-iri kristalli dolomitler (C), mikrokristalen dolomitler (D)	88
Şekil 3.28. Berdiga Formasyonu'nda orta-iri kristalli dolomitleri ve mikrokristalen dolomitleri kesen stilolitler (A, B)	91
Şekil 3.29. Orta-iri kristalli dolomitlere ait kenar büyümelerin polarizan mikroskop görüntüsü (A), eş boyutlu orta-iri kristalli dolomitlerin mikroskop görüntüsü (B), zonlu dolomitlerin CL görüntüsü (C) ve orta-iri kristalli dolomitlere ait kenar büyümelerin CL görüntüsü (D). K: kristalin kenar büyümeleri, Ç: kristalin çekirdeği, Z: zonlanma.....	92
Şekil 3.30. Dolomitlerde gözlenen çözünme boşlukları.....	93
Şekil 3.31. Mescitli yöresinde, kireçtaşı litofasiyesindeki kavkılardan içlerinde gözlenen silisleşmeler (A, B), Eski Gümüşhane yöresindeki dolomitlerin kristalleri arasında gözlenen silisleşmeler (C, D), S: silisleşme.....	94
Şekil 3.32. Orta-iri kristalli (A) ve ince kristalli (B) dolomitlerin çözünme boşluklarında gelişen özşekilli-yarı özşekilli piritler, P: pirit, Ç: çözünme boşlukları.....	95
Şekil 3.33. Berdiga Formasyonu'nda gözlenen meteorik çözünmelerin arazi görünüşleri (A ve B)	98
Şekil 3.34. İnceleme alanında, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen farklı tip dolomitleri gösteren fotomikrograflar	99
Şekil 3.35. İnceleme alanında, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen farklı tip dolomitlerin CL görüntüleri. A: Mikrokristalen dolomit (Rd1), B: Doku koruyucu dolomit (Rd2), C: Planar-porfirotopik dolomit (Rd4)	100
Şekil 3.36. A. Doku koruyucu (Rd2) dolomitin ince kesit görünümü ve B. Doku koruyucu (Rd2) dolomitin X-Ray sonucu.....	101

Şekil 3.37. Mescitli yöresinde, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen dolomit tiplerinin stratigrafik dağılımı.....	104
Şekil 3.38. Kuşakkaya yöresinde, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen dolomit tiplerinin stratigrafik dağılımı.....	105
Şekil 3.39. Eski Gümüşhane yöresinde, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen dolomit tiplerinin stratigrafik dağılımı.....	106
Şekil 3.40. Hur yöresinde, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen dolomit tiplerinin stratigrafik dağılımı.....	107
Şekil 3.41. Yer değiştirme (Rd) dolomitlerin CaCO_3 değerleri ile $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sr, Fe ve Mn değerleri arasındaki ilişkiyi gösteren diyagramlar.....	109
Şekil 4.1. Yer değiştirici Rd dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin dağılım diyagramı (A), $103\ln\alpha_{\text{dolomit-su}} = 3.2 \cdot 10^6 T - 2 - 3.3$ (Sheppard ve Schwarz, 1970) denklemi kullanılarak hesaplanan $\delta^{18}\text{O}$ su ve $\delta^{18}\text{O}$ dolomit arasındaki sıcaklık ilişkileri (B)	130
Şekil 4.2. A) Berdiga Formasyonu'ndaki yer değiştirme (Rd) dolomitlerin ve Belemnit örneklerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri arasındaki ilişkiyi gösterir diyagram. B) Geç Jura – Erken Kretase zamanında deniz suyunun $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ eğrisini (McArthur ve Howarth, 2004) ve yer değiştirme dolomitlerin ve Belemnit örneklerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerinin bu eğri ile olan ilişkisini gösterir diyagramı.....	135
Şekil 4.3. Berdiga Formasyonu'nun olası gömülme-zaman ve sıcaklık arasındaki ilişkisinin gösterir diyagram.....	139

TABLULAR DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Berdiga Formasyonu'na yönelik arazi, laboratuvar (mikroskop ve jeokimya) ve büro çalışmalarının özeti.....	33
Tablo 2. Berdiga Formasyonu'nun yer değiştirme (Rd) dolomitlere ve belemnitlere ait jeokimyasal veriler.....	110



SEMBOLLER DİZİNİ

T_h	: Homojenleşme sıcaklık değeri
T_m	: Erime sıcaklık değeri
VPDB	: Vienna Pee Dee Belemnitella
SMOW	: Standart ortalama okyanus suyu
$\delta^{13}C$: Karbon-13
$^{13}C_{VPDB}$: Karbon-13 (Vienna Pee Dee Belemnitella)
$\delta^{18}O$: Oksijen-18
$\delta^{18}O_{VPDB}$: Oksijen-18 (Vienna Pee Dee Belemnitella)
$^{87}Sr/^{86}Sr$: Stronsiyum-87 / Stronsiyum-86
D_{sr}	: Stronsiyumun dağılım katsayısı
A°	: Angstrom
Bdl	: Ölçüm alt sınırı
T	: Sıcaklık
K	: Denge sabiti
$^\circ C$: Santigrat derece
pH	: Hidrojen iyonu aktivitesi
$^\circ C km^{-1}$: Her Km'de değişen santigrat derece
ppm	: Her milyondaki partikül miktarı
μm	: Mikron
‰	: Binde
Cd	: Çimento dolomit
Rd	: Yerdeğiştirme dolomit
n	: Örnek sayısı
CL	: Katodoluminesans

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ formülüne sahip yaygın bir karbonat mineralidir. Dolomitler üzerine yapılmış olan pek çok çalışma, dolomitlerin bulunuş oranlarının Paleozoyik'ten Senozoyik'e doğru giderek azaldığını ve dolomitlerin Prekambriyen kireçtaşlarında çok daha yaygın olmasına karşın Holosen tortularında nadir olarak bulunduğunu göstermiştir (Chilingar, 1956; Ronov, 1964; Wright ve Tucker, 1990). Deneysel çalışmalar ise yüksek oranda düzenli bir mineralin oluşturulması ve tortulaşması için gerekli zamanın bulunmasına karşın, doğal sular kullanılarak normal sedimanter sıcaklıklarda düzenli dolomit oluşturulamadığını ve ancak sedimantasyon sıcaklıklarının çok üstündeki sıcaklık değerlerinde (yaklaşık 200°C) düzenli dolomit oluşturulabildiğini ortaya koymuştur (Gaines 1980, Morrow 1990, Usdowski 1994). Bu durum dolomitlerin oluşumunu açıklamaya yönelik tartışmaların süregelmesine neden olmuştur (Gaines 1980, Morrow 1990, Usdowski 1994). Böylece gerek eski dolomitlerin oluşumunu açıklamaya yarayacak güncel örneklerin olmaması ve deneysel çalışmalarda yüzey sıcaklıklarında düzenli bir dolomit oluşturulamaması, gerekse uniformitariyanizmdeki katı tutum, "dolomit problemi" fikrinin ortaya çıkmasını sonuçlamıştır (Zenger, 1972; Land ve Moore, 1980; Budd, 1997; Warren, 2000; Machel, 2004). Dolomitin sıradışı bir karbonat minerali olmasının yanısıra, diyajenetik süreçte karbonat kayaçlarının yaygın olarak dolomitleşmesi bunların son birkaç on yıldan beri, özellikle petrol araştırmalarının yoğunlaşmasıyla birlikte, karbonat sedimantologları tarafından yaygın olarak çalışılan konulardan birini oluşturmaktadır.

Dolomitleşmenin kökenini açıklamaya yönelik farklı modeller önerilmiş olup bu modellerin tamamı dolomitleşme için gerekli olan i) Mg^{2+} iyonlarının kaynağının ve ii) Mg^{2+} iyonların karbonat tortuların gözenekleri boyunca nüfuz etmesini sağlayan mekanizmaların ne olduğunu açıklamaya yöneliktir. Bu iki esasa dayalı olarak önerilen modeller genel olarak dört ana başlıkta toplanabilir: 1) Evaporatif/sabka veya deniz suyu ve meteorik suların karışım ortamlarındaki yoğunluk farkı sonucu oluşan sıvı akış modelleri (Adams ve Rhodes, 1960; Simms, 1984; Jones ve Rostron, 2000; Jones vd,

2004), 2) Havza topoğrafyasının kontrol ettiği sıvı akış modeli (Garven ve Freeze, 1984; Garven, 1985), 3) Gömülme süresince sıkışmaya bağlı oluşan sıvı akış modeli (Illing, 1954) ve 4) Tektonik olarak kontrol edilen sıvı akış modeli (Machel vd, 2000; Davies ve Smith, 2006). Son yıllarda tektonik olarak kontrol edilen sıvı akış modeli, potansiyel bir hidrokarbon rezervuarını oluşturması nedeniyle sedimentologların ve jeokimyacıların odak noktası haline gelmiştir ve bu konu üzerine bir çok çalışma yapılmıştır (Davies ve Smith, 2006; Sharp vd, 2010; L'opez-Horgue vd, 2010; Shah vd, 2010; Sharp vd, 2010; Lapponi vd, 2014; Ronchi vd, 2010, 2012; Mart'ın-Mart'ın vd., 2015; Navarro-Ciurana vd, 2016). Bu model 1) dolomitleştirici sıvılar için akış yollarını oluşturan eski fay hatlarının reaktive olmasına ve 2) dolomitleştirici sıvıların, magmatik sokulum veya jeotermik gradyanın sağladığı ısı ile termal konveksiyon akıma uğraması esasına dayanır (örneğin Morrow vd, 1990; Cervato, 1990; Morrow ve Aulstead, 1995; Wendte vd, 1998; Wood ve Hewett 1982; Nader ve Swennen R., 2004; Nader vd., 2009; Gasparri, 2003).

Masif dolomit kütlelerinin en güzel yüzeylemelerinden biri, jeolojik olarak çok iyi korunmuş paleo-ada yayının bir örneği olarak bilinen Doğu Pontidler'de (Akın, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Akıncı, 1984) yer alır (Kırmacı, 1992; Kırmacı vd., 2018). Bu dolomitler, platform karbonatlarından oluşan Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu'nda temsil olunmaktadır. Platform karbonatlarının çökme süreci içerisinde, genişlemeli tektonik hareketlerin zaman-zaman reaktive olması, karbonat platformunun kırılıp faylanmasına, küçük ölçekli yükselti ve çöküntü alanlarının oluşmasına yol açmıştır (Kırmacı, 1992). Bu süreçte oluşan kırık ve/veya fay hatları dolomitleştirici sıvıların akış yollarını oluşturarak formasyonunun bazı kesimlerde alt seviyelerinin diğer bazı kesimlerde ise tamamının dolomitleşmesine olanak sağlamıştır.

Gümüşhane yöresinde platform karbonatlarının yaygın olarak dolomitleşmiş olmasına karşın bu dolomitlerin kökeninin ortaya konulmasına yönelik ayrıntılı sedimentolojik çalışmalar mevcut değildir.

1.2. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları (Berdiga Formasyonu), Doğu Pontidler'in (KD Türkiye), özellikle güney kesimlerinde yaygın bir yüzeyleme alanına

sahiptir. Bu alanda, Geç Jura Erken Kretase yaşlı platform karbonatlarının en iyi yüzeylenme verdiği ve dolomitleşmenin en iyi gözlemlendiği yerlerden birini Gümüşhane yöresi oluşturmaktadır. Gümüşhane yöresindeki bazı alanlarda, platform karbonatlarının alt seviyeleri, diğer bazı alanlarda ise hemen hemen istifin tamamı dolomitleşmiştir. Bu çalışmada, Doğu Pontidler’de (KD Türkiye) yüzeylenen platform karbonatlarındaki (Berdiga Formasyonu) yaygın dolomitleşmenin kökeninin araştırılması ve diyajenetik tarihçesinin aydınlatılması amaçlanmıştır. Bu amaçla, dolomitleşmenin kökenini ortaya koymaya yönelik olarak: (1) Gümüşhane yöresinde dolomitleşmenin tipik yüzeylemelerinin yer aldığı farklı lokasyonlardan (Şekil 1.1.) alınmış olan sistematik örneklerin ayrıntılı petrografik incelemeleri sonucu platform karbonatlarındaki dolomit tiplerinin petrografik özelliklerinin ve bunların yanal ve düşey yöndeki gelişimlerinin (geometrisinin) belirlenmesi; (2) örneklerin ayrıntılı petrografik incelenmeleri sonucu, önceki araştırmacılar tarafından yapılmış olan litofasiyes tanımlamaları (Taslı, 1991; Kırmacı, 1992) da dikkate alınarak, platform karbonatlarının litofasiyes gelişimleri, düşey ve yanal yöndeki değişimleri ve birbirleriyle deneştirmeleri yapılarak, ortamsal gelişimlerinin ve değişim koşullarının ortaya konulması; (3) Her bir dolomit tipinin jeokimyasal özelliklerine ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop, ana ve iz element içerikleri) bağlı olarak dolomitleştirici sıvıların kökeninin belirlenmesi; (4) Sıvı kapanımlarla ilgili yapılacak olan mikrotermometrik ölçümlere (homojenleşme ve erime sıcaklıklarının ölçülmesi) ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerlerine dayanılarak platform karbonatlarının gömülme derinliklerinin ve oluşum sıcaklıklarının ortaya konulması; (5) bölgenin genel tektonik yapısı ile dolomitleşme arasında bir ilişkinin olup olmadığının (dolomitleştirici sıvıların akış yollarını oluşturup oluşturmadığının) belirlenmesi gibi temel soruların yanıtlarının bulunması hedeflenmektedir.

Tez çalışması Gümüşhane (Doğu Pontidler, KD Türkiye) yöresinde yaygın olarak yüzeylenen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatlarına (Berdiga Formasyonu’nun) yönelik arazi, laboratuvar (mikroskop ve jeokimya) ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmaları, dolomit litofasiyeslerinin arazide en iyi yüzeyleme verdiği Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane ve Hur yörelerinde gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda mevcut haritaların revize edilmesi, ayrıntılı stratigrafik kesitlerin ve bunlara bağlı sistematik örneklerin alınması vs. gibi çalışmalar gerçekleştirilmiştir. İnceleme alanına ait jeolojik harita, bu alanda önceki araştırmacılar

tarafından yapılmış olan 1/25000, 1/50000 ve 1/100000 ölçekli jeoloji haritalardan yararlanılarak ve çalışma amacına uygun olarak yeniden düzenlenmiştir.

Alınan sistematik örneklerin Alizerin RedS ve potasyum potasyum ferrosiyanyür ile boyanmaları ve ayrıntılı petrografik incelemeleri, seçili örneklerle ait CL, jeokimyasal ($\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri, ana ve iz element içerikleri) incelemeler ve sıvı kapanım çalışmaları (homojenleşme ve erime değerlerinin ölçülmesi) laboratuvar çalışmaları kapsamında gerçekleştirilmiştir. Gerek arazi ve gerekse laboratuvar çalışmalarında elde edilen verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucu dolomitlerin hangi dokusal özelliklere sahip oldukları, bunları oluşturan sıvıların bileşimi, kökeni ve göç yolları, dolomitleşme için gerekli magnezyumun olası kaynakları, dolomitleşme zamanı ve oluşum ortamı (parajenetik sekansı) ve dolomitlerin oluşum sürecinden itibaren devam eden gömülme ve artan sıcaklıklara bağlı olarak uğradıkları değişimler (rekristalizasyon) vs. gibi konular büro çalışmaları kapsamında ele alınarak sonuçlandırılmıştır. Çalışmalar sonucu elde edilen tüm sedimantolojik, paleontolojik, petrografik ve jeokimyasal bulguların sunumu Microsoft ofis ve CorelDRAW 7, Grapher adlı bilgisayar programları kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

1.3. Çalışma Alanının Coğrafi Konumu

Çalışma alanı, Gümüşhane (KD Türkiye) yöresi olup, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatlarının en iyi yüzeyleme verdiği Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane ve Hur olmak üzere dört farklı lokasyonu içermektedir (Şekil 1.1). Bu lokasyonlar TRABZON H42-b2, H43-a1,a2, G42-c3, paftaları içerisinde yer almaktadır.

1.4. Önceki Çalışmalar

Doğu Pontidler'de (KD Türkiye) yeralan Gümüşhane yöresi farklı araştırmacılar tarafından yoğun olarak çalışılmıştır. Bu çalışmaların büyük çoğunluğu stratigrafi (Baykal, 1950; Ketin, 1951; Tokel, 1972; Açar, 1977; Pelin, 1977), sedimantoloji (Kırmacı, 1992; Taslı 1990; Kandemir, 2004; Yılmaz ve Kandemir, 2006; Kandemir ve Yılmaz, 2009; Kara-Gülbay vd., 2012; Vincent vd., 2018), tektonizma (ör., Seymen, 1975; Özsayar vd., 1981; Bektaş, 1986; Okay, 1989; Yılmaz, 1989), paleontoloji (ör., Kılıç, 2009; Türk, 2015;

Koroğlu, 2018; Türk-Öz vd., 2018), maden yatakları (ör., Akıncı, 1984; Revan vd., 2014; Cihan vd., 2016; Akaryalı ve Akbulut, 2016) ve tektono magmatik gelişimine (Aydın vd., 2008; Topuz vd., 2010; Karşı vd., 2011, 2012; Eyüboğlu vd., 2016, 2017) yöneliktir.



Şekil 1.1. Çalışma alanlarını gösterir yer bulduru haritası

Tez konusunu oluşturan ve Gümüşhane yöresinde yaygın olarak yüzeyleyen Geç Jura Erken Kretase yaşlı platform karbonatları (Berdiga Formasyonu) farklı amaçlara yönelik olarak farklı araştırmacılar tarafından yoğun olarak çalışılmıştır (örneğin, Pelin, 1977; Eren, 1983; Taslı, 1991; Kırmacı, 1992; Kırmacı vd., 1996; Yılmaz ve Kandemir, 2002; Taslı ve Eren, 2002; Koch vd., 2008; Kara-Gülbay vd., 2012; Vincent vd., 2018). Yapılan çalışmaların hemen tamamı stratigrafi, litofasiyes ve sedimanter ortam tanımlamalarına yöneliktir. Gümüşhane (KD Türkiye) yöresinde formasyonu temsil eden kireçtaşlarının çok yaygın dolomitleşmiş olmasına karşın, dolomitleşmenin kökenini ortaya koymaya yönelik ayrıntılı herhangi bir çalışma mevcut değildir (Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamasında). Bu durum, araştırma konusunun yörede geniş yayılım gösteren ve herhangi bir çalışmaya konu olmayan Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform

karbonatlarındaki dolomitleşmenin (dolomitleşmenin en iyi gözlemlendiği dört farklı lokasyondaki istiflere dayanılarak) kökeninin belirlenmesi olmasını zorunlu kılmıştır.

Yukarıda ifade edilen bilgiler ışığında, tezle ilişkili olan çalışmaları a) Bölgenin jeolojisini ortaya koymaya yönelik olan ‘Genel Jeolojiye Yönelik Çalışmalar’ ve b) Dolomitlerin kökeninin aydınlatılmasına yönelik ‘Dolomitler Üzerine Yapılmış Çalışmalar’ gibi iki alt başlık altında özetlenecektir.

1.4.1. Genel Jeolojiye Yönelik Çalışmalar

1.4.1.1. Bölgesel Jeolojiye Yönelik Çalışmalar

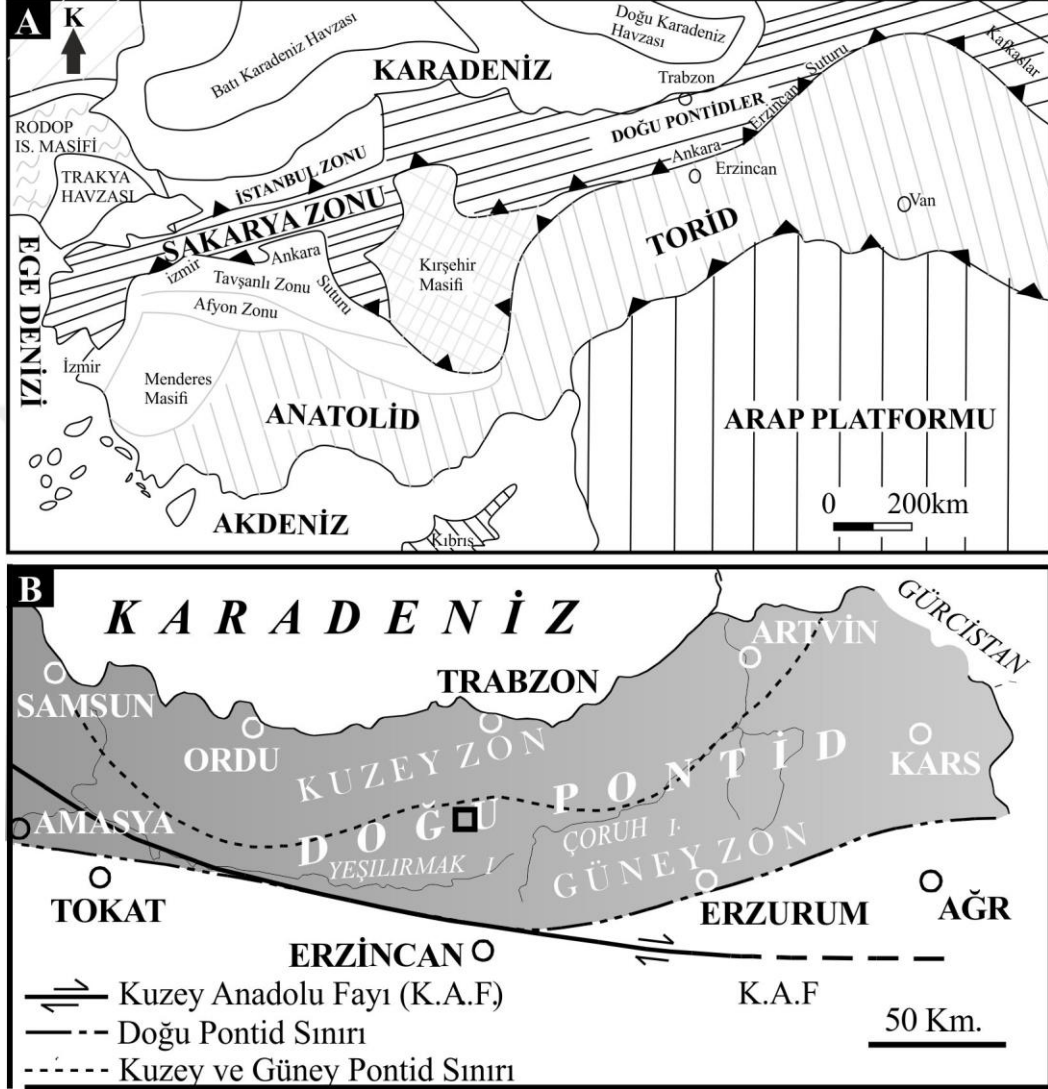
Karadeniz bölgesi (Türkiye’nin kuzeyi) Hamilton (1842) tarafından ilk kez ‘Pontid’ olarak adlandırılmıştır. Alpin tektonik birliği olarak Pontidler kuzeyde Karadeniz, güneyde ise İzmir-Ankara-Erzincan süturu ile sınırlanır (Okay ve Tüysüz, 1999; Ketin, 1966). Ketin (1966) orojenik gelişimine bağlı olarak Türkiye’yi Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları olmak üzere dört ana tektonik birime ayırmıştır. Daha sonraki yıllarda Okay ve Tüysüz (1999), Pontid tektonik birliğini Sakarya Zonu adı altında incelemiştir (Şekil 1.2A).

Ketin ve Canitez (1972) Pontid tektonik birliğinin doğu ve batı kesimlerindeki belirgin litostratigrafik farklılıklara dayanarak Pontidler’i Doğu ve Batı Pontidler olarak iki kısma ayırmıştır (Şekil 1.2B). Özsayar vd. (1981) ise, Geç Kretase yaşlı kayaçların Doğu Pontidler’in kuzey kesimlerinde yaygın olarak volkanik ve volkanoklastik kayaçlarla temsil olunmasına karşın güney kesimlerinde ise sedimanter kayaçlar temsil olunmasını baz alarak Doğu Pontidler’i Kuzey zon ve Güney zon olmak üzere iki zona ayırmışlardır (Şekil 1.2B). Bektaş vd., (1995) tarafından, iki zon arasında ofiyolitik kayaçların yaygın olarak yüzeylenmesini dikkate alarak bu alanı geçiş ‘eksen’ zonu’ olarak tanımlanmıştır.

1.4.1.2. Doğu Pontidler’in Jura Öncesi Temel Kayaçları

Ketin (1951) Doğu Pontidler’in temelinin Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlardan oluştuğunu ifade etmiştir. Sonraki çalışmalar, metamorfik temeli keserek yerleşen ve Gümüşhane yöresinde yaygın yüzeyleme veren granitik topluluğun, Pontidler’in temelinin

diğer kısmını oluşturduğunu ortaya koymuştur (Çoğulu 1975; Yılmaz 1972; Bergougnan 1987; Bozkuş 1992; Topuz, 2010).



Şekil 1.2. A: Pontidler'in Türkiye'nin tektonik birlikleri içerisindeki konumu (Okay ve Tüysüz, 1999), B: Doğu Pontidler Kuzey ve Güney Zonu (Ketin ve Canitez, 1972)

Son yıllarda gerçekleştirilen bir çok çalışma ise Doğu Pontidler'in Hersiniyen temelini: (1) Karbonifer yaşlı orta-düşük basınç ve yüksek sıcaklık metamorfikleri (Okay 1996; Topuz ve Altherr 2004; Topuz vd., 2004), (2) Permo-Triyas yaşlı düşük sıcaklık ve orta-yüksek basınç metamorfikleri (Okay, 1984; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Topuz vd., 2004), (3) Erken Karbonifer yaşlı granitik topluluk, ve (4) Geç Karbonifer-Erken Permiyen

yaşlı tortul kayaçlar (Okay ve Leven, 1996; Çapkınoğlu, 2003) tarafından temsil olunduğunu ortaya koymaktadır.

1.4.1.3. Erken-Orta Jura Yaşlı Volkano-Tortul İstifler

Ketin (1951), Bayburt yöresinde (Doğu Pontidler, KD Türkiye) gerçekleştirdiği araştırmada, Hersiniyen temel üzerine, Sinemuriyen-Toarsiyen yaşlı volkano-tortul istifin transgresif olarak geldiğini belirtmiştir. Sonraki yıllarda volkano-tortul istife yönelik olarak yapılan pek çok çalışma (Eren, 1983; Görür vd., 1983; Boynukalın, 1990; Gedik vd., 1996; Okay ve Şahintürk, 1997; Kandemir, 2004) kalınlığı 2-2000 m arasında değişen, yanal ve düşey yönde farklı fasiyes özellikleri gösteren istifin volkanik kumtaşı, şeyl ve konglomeralarla ardalanmalı bazalt, andezit ve bunların piroklastlarından oluştuğunu, volkano-tortul istifin içersinde, özellikle alt kesimlerinde, yer alan ve yanal devamlılığı olmayan ince kömür damarları ile Ammonitico-rosso horizonlarını içerdiğini ortaya koymuştur (örneğin Kandemir, 2004; Kandemir ve Yılmaz, 2009). Yapılan bu çalışmalarda istifin kayatürü, çökel özellikleri, dağılım, yayılım, kalınlık ve fasiyes değişimleri, palinolojik ve paleontolojik bulgular dikkate alınarak formasyonun karasal-bataklık, sığ deniz-kıyı, açık deniz ortamlarında çökeldiğini ve çökel ortamının Erken-Orta Jura zaman aralığında etkin olan gerilmeli tektonik hareketlere bağlı olarak gelişen bir rift havzası özelliğinde olduğunu göstermiştir. Kandemir (2004) istifin genellikle taban seviyelerinde yer alan kırıntılı çökellerin magmatik yaydan ve kıtasal blok kökenli kaynak alanlarından türediğini, "Calcare Ammonitico Rosso" fasiyesinde biriken bol fosilli, karbonatlı ve kırmızı renkli çökellerin açık deniz ortamında, istiflerde en kalın gövdeyi oluşturan volkaniklastiklerin ise türbiditik işlemlerin kontrolünde çökeldiklerini ortaya koymuştur. Ammonitico-rosso fasiyesinin çökeltme ortamına, sedimantolojik ve litostratigrafik gelişimine yönelik çalışmalara göre sözkonusu fasiyes nodüler marnlı ve yumrulu kalkerli olmak üzere iki farklı litofasiyeste gelişmiş olup, bu değişim tektonik hareketler tarafından kontrol edilen deniz seviyesi değişimlerinin bir sonucu olduğu anlaşılmaktadır (Kandemir ve Yılmaz, 2009).

1.4.1.4. Geç Jura- Erken Kretase Yaşlı Karbonat İstifleri

Araştırmanın odak noktasını oluşturan ve Doğu Pontidler’de (KD Türkiye), özellikle Güney zonda geniş yayılım gösteren Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları Pelin (1977) tarafından, birimin en iyi yüzeylendiği Berdiga Dağlarına (Aluçra Giresun) atfen, Berdiga Formasyonu olarak tanımlanmış ve karbonatların sığ şelf ortamında çökelmiş ileri sürülmüştür. Aynı birimin farklı alanlardaki yüzeylenmeleri farklı araştırmacılar tarafından farklı adlar altında incelenmiştir (Ağar, 1977; Turan, 1978; Terlemeç ve Yılmaz, 1980; Kesgin, 1983; Özer, 1983; Bergougnan, 1987; Akdeniz, 1988; Boynukalın, 1990; Okay ve Şahintürk, 1997; Uğuz Vd., 2011; Kurt vd, 2006). Gerçekleştirilen birçok çalışma, formasyonun genel olarak gelgit üstünden platform kenarı resiflere kadar olan bir şelf ortamında çökelmiş platform karbonatları ve dolomitlerle temsil olunmasına karşın Doğu Pontidler’in en güney kesimlerinde ise belirgin olarak derin deniz ortamını karakterize eden fasiyesler içerdiğini ortaya koymaktadır (Pelin, 1977; Yılmaz, 1992; Robinson vd, 1995, Kırmacı, 1992; 2000; Taslı, 1991; Okay vd., 1997). Özellikle 1980’li yıllardan sonra formasyona yönelik olarak yapılan çalışmalar litostratigrafi, biyostratigrafi, mikrofasiyes analizi ve oluşum tarihçesiyle ilgilidir (Eren, 1983; Taslı, 1991; Kırmacı, 1992; 2000; Yılmaz ve Kandemir, 2002; Koch vd., 2008; Kara-Gülbay, 2012; Vincent vd., 2018). Taslı (1984), Gümüşhane ve Hamsiköy yörelerine ait çalışmasında Berdiga Formasyonu’nun tabanının dolomit ve dolomitleşmiş kireçtaşları, orta ve üst seviyelerinin ise alg ve bol foraminiferli kireçtaşları oluştuğunu belirtmiştir. Taslı (1990), formasyonun tipik yüzeylemelerinin bulunduğu Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde, formasyonda dokuz farklı litofasiyes ayırt etmiş, bunların detaylı mikrofosil içeriğini listelemiştir. Elde ettiği stratigrafik, paleocoğrafik, sedimantolojik ve mikropaleontolojik veriler yardımıyla karbonatların çökme ortamını yorumlayarak, yanal ve düşey yöndeki gelişimini ortaya koymuştur. Yine bu çalışmada, karbonat platformunun çökelişinin Kalloviyen? (Geç Dogger) transgresyonu ile başladığını, yerel süreksizlik ve uyumsuzluklar içeren gelişimin yaklaşık Erken Kretase sonunda bölge ölçeğinde etkili olan bir aşınma dönemi ile son bulduğunu öne sürmüştür. Kırmacı (1992), Aluçra-Gümüşhane-Bayburt yörelerinde (Doğu Pontid Güney Zonu) yapmış olduğu sedimantolojik araştırmada, formasyonun gelgit üstünden platform kenarı resiflere kadar değişen karbonat şelfi üzerinde çökelmiş olduğunu ve bu fasiyeslerin yanal ve düşey yönde farklılıklar

gösterdiğini ortaya koymuştur. Kırmacı (1992) elde ettiği mikrofasiyes verileri sonucunda, formasyonda farklı zaman ve ortamlarda çökelen, farklı dokusal özellikler gösteren litofasiyesler tanımlanmış ve bu litofasiyeslerin büyük bir kısmının yersel olarak geliştiiği, çok az bir kısmının da bölgesel yayılıma sahip olduğu sonucuna varmıştır. Taslı vd., (1999) Başoba Yayla (Trabzon, NE Turkey) yapmış oldukları çalışmada, mikropaleontolojik, mikrofasiyes ve makroskopik karakterlerine göre formasyonun farklı litofasiyes özelliklerinde geliştiiğini belirlemiş ve bu farklılıkların geç Albiyenden sonra gelişen çökeltme ortamlarının göreceli olarak derinleşmesinden kaynaklanabileceğini öne sürmüşlerdir. Sonraki yıllarda, Kırmacı (2000), Uluçayır (Bayburt) yöresinde litofasiyes gelişimi ve çökeltme ortamını aydınlatmaya yönelik olarak yapmış olduğu çalışmada, formasyonun farklı litofasiyes birimlerinden oluştuğunu öne sürmüş, litofasiyes farklılıkların deniz seviyesindeki göreceli değişimler ve östatik hareketlere bağlı olarak çökeltme ortamında ve çökeltme koşullarında meydana gelen değişikliklerin bir sonucu olduğunu ileri sürmüştür. Koch vd. (2008) ise, Berdiga Formasyonu'nun Kırcaova yöresinde (Gümüşhane) yaklaşık 320 m kalınlığındaki platform karbonatlarından oluştuğunu ve bentik foraminifer ve alg içeriklerine bağlı olarak yaşlarının Oksfordiyen-Barremiyen olduğunu öne sürmüştür. Bucur vd. (2000; 2004) formasyonda zengin olarak gözlenen bentik foraminifer ve alg içeriklerine dayanarak formasyonu paleontolojik yönden tekrar ele almışlardır. Yılmaz (2002), Doğu Pontidler'in tektono-sedimenter gelişimine yönelik yapmış olduğu çalışmada, ilgili formasyonun erken Dogger'den itibaren Bayburt yöresinde Malm sonuna, Gümüşhane yöresinde ise Albiyen sonuna kadar süren dönemde sakin tektonik koşulların kontrolünde geliştiiğini öne sürmüştür. Aynı çalışmada, Bayburt yöresinde geç Malm-Erken Kretase ve Gümüşhane yöresinde Albiyen-Senomaniyen döneminde gerçekleşen ve havzanın derinleşmesine neden olan riftleşme fazının karbonat platformunun parçalanmasını sonuçladığını ifade etmiştir. Formasyona yönelik yapılan son çalışmalarda, önceki çalışmalara ilave olarak: Vincent vd., (2018) Sr izotop stratigrafisi ve bentik foraminifer içeriğine dayanarak formasyonun birkaç farklı seviyede hiyatüs içerdiğini; Kırmacı vd. (2018) ise Başoba Yayla (Trabzon, KD Türkiye) yöresinde Berdiga Formasyonu'n alt kesimlerinin yaygın olarak dolomitleştiğini, dolomitlerin farklı dokusal tip ve fazlarda geliştiiğini, ve dolomitlere ait arazi gözlemleri, petrografik ve jeokimyasal veriler dolomitleşme süreçlerinin bölgenin Mesozoyik tektonik gelişimiyle ilişkili olduğunu belirlemişlerdir.

1.4.1.5. Geç Kretase Yaşlı Volkanik Topluluk ve Sedimanter İstifler

Doğu Pontidler’de Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları üzerine, Geç Kretase yaşlı volkanik topluluk ve sedimanter istifler çoğunlukla erozyonal uyumsuzlukla gelmektedir (Okay ve Şahintürk, 1997). Doğu Pontid Güney Zon’da Geç Kretase sedimanter kayaçlarla, Kuzey Zonu’nda ise aynı yaşlı birimler volkanik ve volkano-klastik birimlerle temsil olunmaktadır (Okay ve Şahintürk, 1997). Güney Zon’da Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları üzerine uyumlu olarak gelen Geç Kretase yaşlı sedimanter istif, ilk kez Tokel (1972) tarafından Kermutdere Formasyonu adı altında çalışılmıştır. Pelin (1977), Alucra (Giresun, KD Türkiye) yöresinde Geç Kretase yaşlı kayaçların, alltan üste doğru tabanda yer yer intraformasyonel konglomeralarla başlayan Turoniyen-Erken Senoniyen yaşlı sarı renkli kalkarenitler (Kındıralık Dere Formasyonu) ile başladığını, Kampaniyen yaşlı kırmızı renkli biyomikritler (Elmalı Dere Formasyonu) ile devam ettiğini ve Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı silisiklastik türbiditler ile son bulduğunu ifade etmiş ve her bir birimi ayrı birer formasyon olarak ele almıştır. Gümüşhane yöresinde yaygın yüzeylenen Geç Kretase yaşlı sedimanter istiflere yönelik son yıllardaki çalışmalar, söz konusu birimlerin tektonizma kontrollü platform parçalanması sonucu oluşan graben/yarı graben havzalarında oluştuklarını ortaya koymaktadır (Yılmaz ve Kandemir, 2006). Kılıç (2009), formasyonun gerek mikropaleontolojik gerekse mikrofasiyes özelliklerinin ortaya konmasını amaçlayan doktora tezinde, Gümüşhane yöresinde istifin içerdiği Globotruncanid türü fosillere göre birimin Santoniyen-orta Kampaniyen yaşlı olduğunu, içerdiği fauna ve sedimanter yapılar itibariyle de derin deniz ortamını karakterize eden bir ortamda çökeldiğini öne sürmüştür.

1.4.1.6. Senozoyik Dönemi Volkanik ve Sedimanter İstifler

Altındaki tüm birimleri uyumsuzlukla örten ve litolojik olarak, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, marn ve çamurtaşı aratabakaları içeren masif veya kalın katmanlı bol ojit ve hornblendli bazalt, andezit ve bunların piroklastlarından oluşan Eosen yaşlı volkano-tortul istif, Güven (1993) tarafından Kabaköy Formasyonu, Tokel (1972) tarafından Alibaba Formasyonu, Korkmaz (1993) tarafından Foldere Formasyonu ve Kurt vd (2006)

tarafından ise Tonya Formasyonu adı altında çalışılmıştır. Ayrıca, daha yaşlı birimleri keserek yerleşen Geç Kretase-Eosen yaşlı granitoidler bölgede geniş yayılımlara sahiptir. Granitoidler, granitten diyorite kadar değişik bileşimli magmatik kayalardan oluşan birim ilk kez Kaçkar Granitoidi olarak adlandırmıştır (Güven, 1998). Genel olarak, granitoid plütonların merkezi kısımları holokristalen taneli dokulu granitik bileşimli kayalardan oluşur ve bu kayalar kenar zonlara doğru açık renkli ve ince taneli gronodiyoritlere doğru geçiş gösterir (Güven, 1998; Kurt vd, 2006; Uğuz vd., 2011).

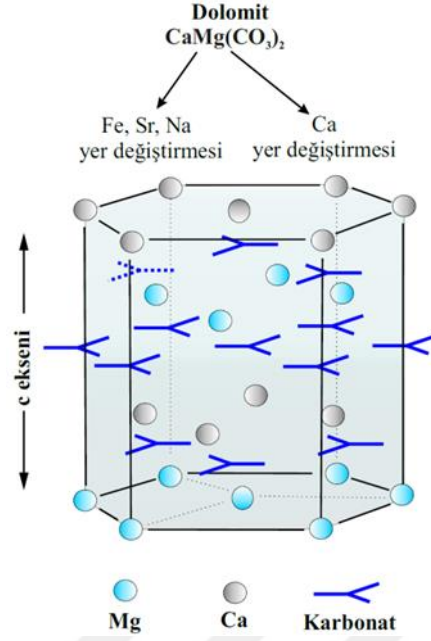
Son yıllarda, alttaki tüm birimleri uyumsuzlukla örten veya yaşlı birimleri keserek yerleşen magmatik topluluk, Doğu Pontidler'in tektono-magmatik gelişimini ortaya koymak birçok yerbiliminin odak noktasını oluşturmaktadır (Topuz vd., 2005; Karlı vd., 2010; 2011; Aydın vd., 2008; Eyuboglu vd., 2016, 2017; Arslan vd., 2013; Yücel vd., 2014). Bu kayalar genellikle Geç Kretase'den Tersiyer'e kadar değişen yaşta asidik ve bazik magmatik kayalarla temsil olur. Doğu Pontidler'in en genç birimlerini oluşturan Pliosen ve Plio-Kuvaterner birimleri, oldukça lokal birkaç metrelik yüzeylemeler gösterirler ve bunlar alttaki birimler, üzerine uyumsuzlukla gelir (Korkmaz vd., 1995).

1.4.2. Dolomitler Üzerine Yapılmış Çalışmalar

Doğu Pontid güney zonda (KD Türkiye), geniş yüzeyleme alanına sahip Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatlarının yaygın olarak, özellikle Gümüşhane yöresinde, dolomitleşmiş olmasına karşın, dolomitleşmenin kökeninin ortaya konulmasına yönelik ayrıntılı herhangi bir çalışma mevcut değildir (Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamasında). Bu nedenle, platform karbonatlarındaki dolomitlerin kökeninin daha iyi anlaşılabilmesi için, dolomit kökenine yönelik dünya genelinde yapılan ve yayınlanan ana çalışmalar ışığında dolomit terimi, dolomit oluşum modelleri, dolomit oluşumu için olası Mg kaynakları, dolomitleşme reaksiyonları ve kinetik problemler hakkında özet bilgiler verilmiştir.

1.4.2.1. Dolomit Terimi

Dolomit kalsitten ayrı özellikte bir mineral olduğu yaklaşık 250 yıl önce N.T. Saussure (1792) tarafından belirlenmiş olup, bu minerale Fransız Jeolog Deodat Guy de Dolomieu (1750–1801)'e izafeten “dolomit” adı verilmiştir (Warren, 2000).



şekil 1.3. İdeal Dolomit kristali (Land, 1985; Warren, 2000)

Romboedrik kristal kafesine sahip olan dolomitin kristal yapısı, c eksenini yönünde ardalanmalı olarak üst üste gelen CO_3^{2-} anyon katları ile büyüklük farklarından dolayı (yaklaşık %33 oranında) farklı katmanlarda yer alan Mg^{2+} ve Ca^{2+} kation katlarından oluşur (şekil 1.3). Dolomit üzerine yapılan çalışmalar, doğal olarak oluşan dolomitlerin tek tip olmadığını, kimyasal içerik ve atomik düzenlenmeleri bakımından farklılıklar sunduğunu ve böylece dolomit teriminin benzer Mg/Ca oranlarına (yaklaşık 1) sahip olan mineral grubuna karşılık geldiğini göstermiştir (Reeder, 1981; Hardie, 1987). Hardie (1987) dolomitlerin (dolomit grubuna ait minerallerin) kimyasal içeriklerinin CaCO_3 ve MgCO_3 arasında değiştiğini ve kafes yapılarında farklı oranlarda kation (Fe, Mn, Na, Ba ve Sr) barındırdığını öne sürmüştür. Dolomitlere yönelik benzer çalışmalarda dolomitler için $\text{Ca}_{(1+x)}\text{Mg}_{(1-x)}(\text{CO}_3)_2$ genelleştirilmiş formülü önerilmiş olup, bunlar kalsiyen dolomit [$\text{Ca}_{(1.16)}\text{Mg}_{(0.94)}(\text{CO}_3)_2$] ve mağnezyen dolomit [$\text{Ca}_{(0.96)}\text{Mg}_{(1.94)}(\text{CO}_3)_2$] olarak iki ana gruba ayrılmıştır (Usdowski, 1989; Land, 1983; Hardie, 1987).

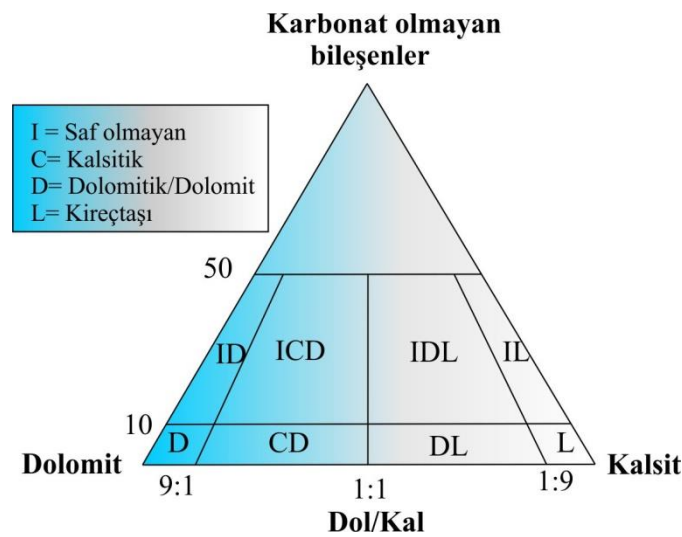
Mineral olarak dolomit genellikle beyaz, gri, pembe ve kahverengi gibi değişik renklindedir. Diğer fiziksel özellikleri bakımından, şeffaf-yarı şeffaf bir görünüme, şekerimsi dokuya, camsı parlaklığa ve beyaz çizgi rengine sahiptir. Dolomitin özgül ağırlığı, içerdiği MgO oranına bağlı olarak, 2.71 ile 2.87 ve sertliği, Mohs çizelgesine göre, 3,5-4 arasında değişir. Leighton ve Pendexter (1962), % 90'dan fazla dolomit minerali

içeren kayaçları dolomit; % 50-90 dolomit minerali içeren kayaçları kalsitik dolomit; %50-10 dolomit minerali içeren kayaçları dolomitik kireçtaşı ve %10'dan daha az dolomit minerali içeren kayaçları ise kireçtaşı olarak adlandırmıştır (Şekil 1.4).

1.4.2.2. Protodolomit

Protodolomit terimi ilk defa Graf ve Goldsmith (1956) tarafından laboratuvar koşullarında oluşturdukları düzensiz yapılı, kalsiyumca zengin dolomitleri tanımlamak için kullanılmıştır. İyapıları düzenli dolomitler yüksek sıcaklıklarda (200°C üzerinde) oluşurken, ideal olmayan "proto" dolomitler, düşük yeryüzü sıcaklıklarında oluşabilmektedir. Graf ve Goldsmith (1956), yeryüzü koşullarında ideal dolomit oluşabilmesi için enerjinin, sıcaklığın düşük olmasından dolayı yetersiz olduğunu ve bu nedenle ancak protodolomit oluşumunun sağlanabildiğini belirtmişlerdir.

X-ışını kırılması tekniklerinin 1950 ve 1960'lı yıllarda geliştirilmesinden sonra Holosen dolomitlerinin jeokimyası daha iyi bir şekilde incelenebilmiş ve bu da birçok dolomit çeşidinin bilinmesine olanak sağlamıştır. Araziden alınan örnekler incelendikçe Holosen dolomitlerinin çoğunlukla protodolomit tipinde olduğu anlaşılmıştır. Protodolomitlerde yarıçapları büyük olan Ca (1.06 Å) iyonları, yarıçapı küçük olan Mg (0.78 Å) iyonlarına göre daha fazladır.



Şekil 1.4. Bileşenlerin mineralojisine göre genel karbonat sınıflaması (Leighton ve Pendexter, 1962)

Bu özellik protodolomitlerin X-ışını karakterlerinin daha düzgün yapılı ideal dolomitlerinkinden belirgin bir şekilde farklı olmasına neden olmaktadır (Bathurst, 1975). Mineral olarak dolomitin kökeni ve dolomitleşme süreçleri ile ilgili yoğun çalışmalar yapılmış olmasına karşın, konu hakkında hala bilgi eksikliği ve çözüm bekleyen birçok problem mevcuttur (Fairbridge, 1957; Land, 1983, 1985; McKenzie, 1991; Warren, 2000; Machel, 2002). Deniz suyundan doğrudan olarak tortulaşmayan dolomit minerali $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, karmaşık bir kristal yapısına ve jeolojik süreçte düzenli olmayan bir dağılıma sahiptir. Dolomit, kayaç olarak çoğunlukla gözenekli bir yapıda olup, bu özelliğinden dolayı petrol araştırmalarında hedef kayaç olarak seçilmiştir. Ayrıca sülfür mineralleşmesine de evsahipliği yapma gibi bir özelliği sahiptir (Wright ve Tucker, 1990). Arazi çalışmalarında, dolomitlerin Prekambriyen’de kireçtaşlarından çok daha yaygın olduğu, bunların bulunuş oranlarının Paleozoyik’ten Mezozoyik’e ve Senozoyik’e doğru giderek azaldığı ve Holosen tortularında ise hemen hemen hiç bulunmadığı belirtilmiştir (Chilingar, 1956; Ronov, 1964; Wright ve Tucker, 1990). Laboratuvar çalışmalarında, yüksek oranda düzenli bir dolomit mineralinin oluşturulması için gerekli zamanın bulunmasına karşın, doğal sular kullanılarak normal tortulaşma sıcaklıklarında dolomit oluşturulması henüz tam olarak gerçekleştirilememiştir. Laboratuvar çalışmalarında oluşturulan dolomit minerali ancak normal tortulaşma sıcaklıklarının çok üstündeki sıcaklık değerleri (yaklaşık 200°C) kullanılarak çökeltilenmiştir (Gaines, 1980; Morrow, , 1982, 1990; Usdowski, 1994). Böylece, çoğu eski dolomitlerin oluşumunu açıklamaya yarayacak güncel örneklerin bulunmaması ve uniformitarianizmdeki katı tutum “dolomit problemi” fikrinin doğmasına neden olmuş ve böylece dolomitleşmenin kökeni hala tam olarak anlaşılamamıştır (Zenger, 1972; Hardie, 1987; Wright ve Tucker, 1990; McKenzie, 1991; Budd, 1997; Morrow, 1998; Warren, 2000). Özellikle 1960 yılların sonlarından itibaren, petrol araştırmalarının yoğunlaşmasıyla birlikte çalışmalar özellikle göllerin kıyı ve şelf alanlarının tortuları üzerinde yoğunlaşmış ve bunun sonucu olarak çok sayıda dolomitleşme modeli önerilmiştir. Tüm bu çalışmalarda ve önerilen modellemelerde mevcut görüş birincil dolomitlerin çok nadir olduğu (Güney Avustralya’nın tuzlu gölleri ve Cooronga’daki gibi) ve jeolojik kayıtlardaki dolomitlerin hemen hemen tamamının yer değiştirme kökenli olduğu yönündedir. Bununla birlikte, dolomit çimentolar yaygın olup, erken ve geç diyajenez sırasında gözenek sıvılarından direkt olarak tortulaşabilmektedir. Dolomit oluşumuna yönelik modellemeler hakkındaki iki ana düşüncüyü Mg^{2+} iyonlarının

kaynağı ve dolomitleştirici sıvıların karbonat tortuları boyunca pompalanması oluşturmaktadır.

1.4.2.3. Dolomitleşme Reaksiyonları ve Kinetik Problemler

Normal tortulaşma sıcaklıklarında doğal sulardan dolomit doğrudan tortulaştırılamaması dolomit oluşum koşullarının belirlenmesini zorlaştırmaktadır. Bununla birlikte, dolomit ya doğrudan deniz suyundaki Ca^{+2} , Mg^{+2} ve $(CO_2)^{-2}$ iyonlarından kristalleşerek (1) ya da çökelmiş olan karbonatların yerini alarak (2 ve 3) oluştuğu öne sürülmektedir.

Deniz suyundan doğrudan tortulaşma için:



denklemini kullanılır ve denklemin K sabiti:

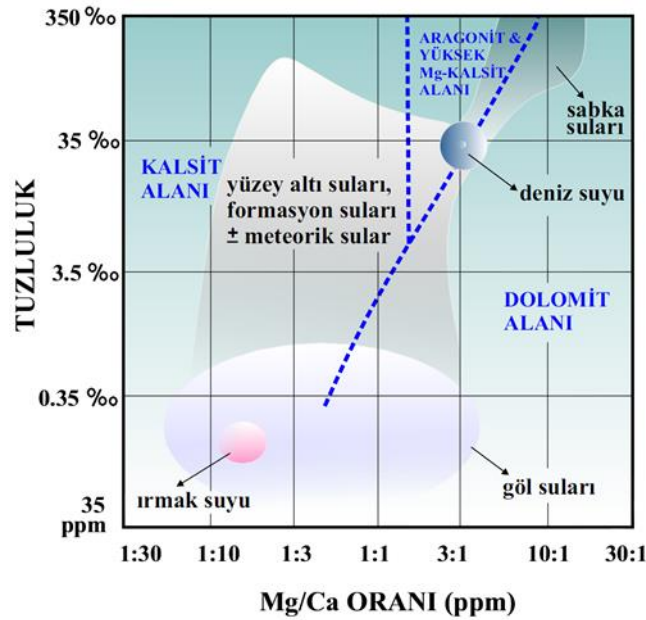
$$K = [Ca^{+2}][Mg^{+2}][CO_3^{-2}]_2 / [CaMg(CO_3)_2] \quad (2)$$

şeklinde yazılabilir. K'nın düşük sıcaklıklardaki değeri bilinmemektedir. Bununla birlikte, dolaylı olarak bunun $1 \cdot 10^{-17}$ (Hsu, 1967) veya $10^{-16.5}$ (Hardie, 1987) olduğu tahmin edilmektedir. Ca^{+2} , Mg^{+2} ve CO_3^{-2} 'in deniz suyundaki yaklaşık iyon aktivitelerinin bilinmesi durumunda iyon aktivite ürününün ($10^{-15.01}$) hesaplanması, deniz suyunun dolomite aşırı doymun olduğunu gösterir. Bununla birlikte, dolomit normal deniz suyundan yaygın olarak tortulaşamaması ve $CaCO_3$ 'ün deniz tabanı üzerinde nadiren dolomitleşebilmesi, dolomit çökeliminde kinetik faktörlerin etkisinin büyük olduğuna atfedilmektedir (Wright ve Tucker, 1990; Waren, 2000). Bunların en önemlileri deniz suyunun yüksek iyonik gerilimi ve hızlı karbonat tortulaşma oranları, Mg^{+2} iyonunun hidratasyonu ve düşük CO_3^{-2} aktivitesi olarak ifade edilmektedir (Wright ve Tucker, 1990). Wright ve Tucker (1990) dolomit tortulaşması ile ilgili ana problemin dolomit oldukça düzenli bir mineral olması ve $CaCO_3$ 'a aşırı doymun deniz suyuna benzer tuzlu bir çözeltide aragonit ve yüksek-Mg kalsit gibi diğer karbonat minerallerinin tercihli olarak tortulaşması olduğunu ifade etmektedir (Şekil 1.5). Zira hızlı karbonat tortulaşma oranları dolomit tortulaşmasını engelleyecek ve daha kolay tortulaşan $CaCO_3$ minerallerini favori kılacaktır. Böylece dolomit tortulaşması ancak evaporitik yerleşimler gibi çok tuzlu sularda gerçekleşebilmektedir.

Lippmann (1973) deniz suyunun dolomite göre aşırı doymun olmasına karşın, dolomit bu sulardan çökeltilmemesinin nedeni olarak Mg^{+2} iyonlarının suya olan

elektrostatik bağının güçlü olmasından (Ca^{+2} iyonlarından %20 daha fazla olup, CO_3 'ten ise çok daha fazladır) kaynaklanabileceğini ileri sürmüştür. Böylece, teorik olarak, deniz suyunun dolomite aşırı doygun olmasına karşın, pratikte karbonat iyonları Mg^{2+} iyonlarının hidrasyonunun üstesinden gelememektedir. Mg^{+2} iyonlarının konsantrasyonunun daha fazla olması, hidrasyon bariyerinin daha kolay aşılmasını sağlamasına karşın ideal ve stokiyometrik dolomit çökelişi için yeterli olmamaktadır (Warren, 2000). Lipmann (1973), Holosen aşırı tuzlu ortamlarda düzensiz kalsiyen dolomit oluşumunun nedeninin muhtemelen bununla ilgili olduğunu savunmuştur.

Kinetik bariyerlerin aşılması, deniz suyu konsantrasyonundaki artış ve/veya seyreltilme, sıcaklık artışı ve sülfat seviyesinin düşmesi ya da aktif CO_3^{-2} seviyesinin artması gibi etkenler tarafından sağlanabilir. Örneğin dolomit oluşum ortamlarında bulunan Li ve Fe katyonları, dolomitlenme reaksiyonları için katalizör bir etkiye sahiptir (Carpenter, 1980; Gaines, 1980). Zira bu katyonların varlığı, Mg^{+2} iyonlarının hidratlaşmasını azaltmakta (Carpenter, 1976), böylece yüksek tuzluluk ve yüksek Mg/Ca oranına sahip çözeltilerde ideal ve stokiyometrik dolomit çökelişini kolaylaştırmaktadır (Füchtbauer ve Goldschmidt, 1965; Glover ve Sippel, 1967) (Şekil 1.5).



Şekil 1.5. Doğal suların tuzluluk ve Mg/Ca oranına göre kalsit, dolomit, aragonit ve yüksek-Mg kalsit çökelim alanları (Folk ve Land, 1975)

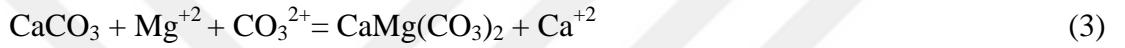
Benzer şekilde, artan sıcaklık da dolomit oluşumunu kolaylaştırıcı bir etkiye sahiptir ve burada meydana gelecek olan artış, muhtemelen dolomit oluşumunu etkileyen kinetik faktörlerin ortadan kalkmasına neden olacaktır (Carpenter, 1980). Land (1998), dolomitin yüzey koşullarında çökeline yönelik yaptığı uzun süreli laboratuvar çalışmalarının sonucuna göre, dolomitin bu şartlar altında oluşturulamamasının ana nedeninin tamamen kinetikle ilgili olduğunu ileri sürmüştür.

Benzer tartışmalar ikincil dolomitler için de geçerli olup, dolomitlerin yaygın olarak CaCO_3 'la yer değiştirmesi yoluyla oluştuğu bilinmektedir (Warren, 2000).

Dolomitin mevcut karbonatların yerini alarak oluşması:



ya da



şeklinde gerçekleşmektedir. Bir kireçtaşı istifinin dolomitleşebilmesi için gerekli Mg^{+2} iyonlarının, istifi oluşturan karbonatlar içerisine tümüyle nüfus etmesi gerekir. Bu nedenle dolomitleşmenin yer değiştirme yolu ile oluşumu için gerekli iki ana parametre; (1) Mg^{+2} iyonlarının kaynağı (dolomitleştirici sıvıların kaynağı) ve (2) dolomitleştirici sıvıların karbonat tortuları içerisine nüfuzunu sağlayan sıvı akış mekanizmasıdır (Warren, 2000; Tucker, 1990).

1.4.2.4. Dolomitleşme için Olası Mg Kaynakları

Dolomitleşme, diğer diyajenetik reaksiyonlar gibi, yaygın olarak sıvı fazda gelişen kimyasal bir süreçtir. Dolomitleşme reaksiyonlarında Mg^{+2} yaygın olarak harici kaynaklardan temin edilmektedir. Bu kaynaklardan deniz suyu 1290 ppm Mg^{2+} ve 411 ppm Ca^{+2} içerirken, meteorik sular daha düşük ve çeşitli yoğunlukta Mg^{+2} ve Ca^{+2} elementleri içerir (Tucker, 1990). Irmak suları 4 ppm Mg^{+2} ve 15 ppm Ca^{+2} içermesine karşın, tipik yer altı suları veya formasyon suları, su-kayaç etkileşim derecesine bağlı olarak, geniş bir aralıkta değişen Mg^{+2} ve Ca^{+2} içeriğine sahiptirler. Bu verilere göre, yüzeyde ve/veya yüzeye yakın yerlerde, geniş yayılım alanlarına sahip masif dolomitleşme için en önemli Mg^{+2} kaynağının deniz suyu tarafından sağlanacağı aşikârdır (Land, 1980, 1985; Warren, 2000). Land (1985) yaklaşık 40% poroziteli ve 6.3 mol % MgCO_3 içeren güncel denizel karbonat tortularının bir metre küpünün dolomitleşebilmesi için yaklaşık 650 gözenek hacmini dolduracak miktarda deniz suyuna gereksinim olduğunu ileri sürmüştür. Deniz

suyunun meteorik suyla seyreltilmesi durumunda deniz suyuna olan gereksinimin önemli miktarda artmasına karşın, evaporitik ortamlar için deniz suyuna olan gereksinim çok daha az miktarlarda olacaktır. Bu nedenle dolomitleşme için gerekli olası Mg^{+2} kaynağı deniz suyu, aşırı tuzlu deniz suyu veya meteorik sularla seyreltilmiş deniz suyu tarafından sağlanmış olacaktır. Dolomitleşme için gerekli diğer olası magnezyum kaynaklarını; sıkışma veya termal konveksiyon ile yönlendirilen ve kayaç-su etkileşimi sonucu kısmen modifiye olmuş deniz suyu bileşimindeki formasyon suları (Mattes ve Mounjoy,1980; Machel ve Anderson, 1989; Kırmacı ve Akdağ, 2005), bazik volkanik kayaçlardaki ferromagnezyen silikat minerallerinin hidrotermal alterasyonu ve gömülme diyajenezi sırasında smektitin illite dönüşümü vs. oluşturabilir. Bunun yanı sıra, bir diğer olası Mg^{+2} kaynağını, öncel kireçtaşlarını oluşturan yüksek-Mg kalsit minerallerinin stabilizasyonundan sağlanabilir, ancak bu durumlarda dolomitleşme oldukça kısıtlı hacimlerde gerçekleşecektir.

1.4.2.5. Dolomitleşme için Olası Modeller

Dolomitleşmeyi doğrudan veya dolaylı olarak kontrol eden pek çok parametre (öncel kayacın litolojisi, gözenekliliği, geçirimsizliği ve mineralojisi ile dolomitleştirici sıvıların jeokimyasal özellikleri, pH, sıcaklık, basınç artışı, pCO_2 , SO_4 vb.) olmasına karşın, dolomit oluşumu ve dolomitleşme modelleri hakkındaki iki ana düşünceyi Mg^{2+} iyonlarının kaynağı ve dolomitleştirici sıvıların karbonat tortuları içerisine nüfuz etmesini sonuçlayan mekanizmalar oluşturmaktadır.

Bu iki ana düşünceye dayalı olarak, eski dolomitlerin oluşumunu açıklamaya yönelik birçok model önerilmiştir (Zenger vd., 1980; Land, 1985; Machel ve Mountjoy, 1986; Wright and Tucker, 1990; Braithwaite, 1991; Morrow, 1998; Warren, 2000). Önerilen bu modeller, genel olarak üç ana başlıkta toplanabilir:1) Evaporatif/sabka ve geriye-sızma modelleri, 2) Karışım zonu ve deniz suyu modelleri ve 3) Gömülmeye bağlı dolomitleşme modelleri (Gasparrini, 2003; 2006).

1.4.2.5.1. Evaporatif/Sabka ve Geriye-Sızma Modelleri

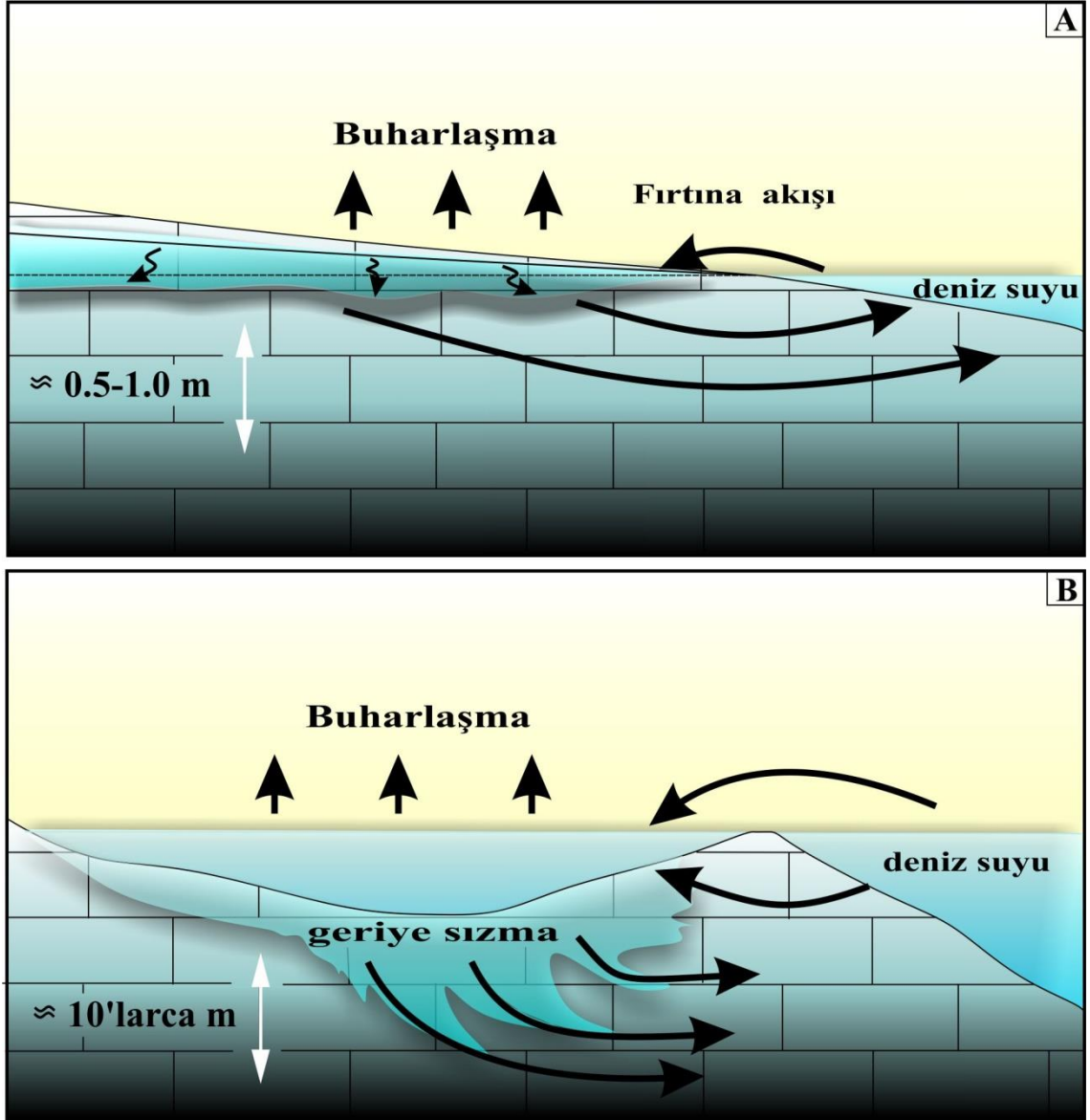
1960'lı yıllarda, eski dolomitlerin çoğunun gelgit üstü kökenli olarak yorumlanması (Deffeyes vd., 1965), bu yıllarda modern evaporatif/sabka dolomitleşme modelinin popüler olmasına neden olmuştur. Evaporatif/sabka (Şekil 1.6A) ve geriye-sızma (Şekil 1.6B) modelleri, noduler evaporit mineralleri ve bunların yanı sıra algal stromatolitlerin ve eoliyen aratabakaları ile birlikte bulunan masif dolomit oluşumu için gerekli olan Mg kaynağının aşırı tuzlu deniz suyu olduğu hipotezine dayanmaktadır. Bu modelde, sabka (McKenzie, 1981) ve kıyusal göl (Von der Borch ve Lock, 1979) ortamlarında jips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) mineralinin oluşumu, ortamdaki Ca^{2+} iyonlarını azaltarak Mg konsantrasyonunun artmasına neden olmakta ve böylece dolomit oluşumu için gerekli Mg^{2+} , evaporatif ortamlardan sağlanabilmektedir.

“Evaporatif/sabka dolomitleşme modeli”, Mg^{2+} bakımından zengin, yüksek Mg/Ca oranlı aşırı tuzlu suların yüzey altına doğru süzülmesine dayandırılan geriye sızma modeli ile gelgit arası ve gelgit altı fasiyeslerin dolomitleşmesini açıklayan, aşağıya doğru evaporatif süzülme modelinin esasını teşkil eder (Deffeyes vd., 1965; McKenzie, 1981).

Geriye sızma modelinde, lagün ve sabka ortamlarında aşırı tuzlu denizel suların normal denizel sulara göre daha yoğun olmasının bir sonucu olarak dibe doğru hareket eder ve taban tortularının içerisine süzülerek dolomitleşme için gerekli Mg kaynağını sağlar (Adams ve Rhodes, 1960; Fisher ve Rodda, 1969).

Simms (1984) ve Kaufman (1990), geriye sızma sistemlerinde 42‰ tuzluluğa sahip suların dolomitleşmeyi sonuçladığını öne sürmüş ve Büyük Bahama Bankında yapılan bazı çalışmalarda dolomitleşme için bu modelin geçerli olduğu belgelenmiştir (örneğin Whitaker ve Smart 1993; Whitaker vd., 1994). Deffeyes vd. (1965) Bonaire (Hollanda) bölgesinde yaptıkları çalışmada, modelin esaslarına dayalı dolomit oluşumunun yalnızca dar kıyusal alanlardaki oluşumlara olanak verdiğini ve böylece jeolojik kayıtlardaki eski kalın dolomit istiflerinin oluşumunu açıklamayacağını ileri sürmüştür.

Bazı araştırmacılar (örn. Mutti ve Simo, 1994; Qing vd., 2001) jeolojik zaman süreci boyunca deniz seviyesinin sürekli değişiminin, kalın dolomit istiflerinin oluşumunu sonuçlayacağı fikrini desteklemişlerdir. Geriye sızma modelinde, dolomitleşmenin dalga tabanı altında, yalnızca bir metrelik bir kesimle sınırlı olduğu yönünde fikir birliği oluşmasına karşın, Jones vd., (2002) aşırı tuzlu suların platformun 1-2 km'lik bir kesimine ulaşabileceğini ileri sürmüşlerdir.



Şekil 1.6. Sabka/evaporatif (A) ve geriye-sızma (B) modellerinin şematik gösterimi (Gasparrini vd., 2006)

1.4.2.5.2. Karışım Zonu ve Deniz Suyu Modelleri

Karışım zonu modeli (Şekil 1.7A), 1970'li yıllarda, evaporit mineralleri ile birlikteliği bulunmayan dolomitlerin oluşumunu açıklamaya yönelik olarak ileri sürülmüş bir modeldir.

Model, dolomitlerin oluşumu için gerekli olan Mg kaynağının, meteorik su ile seyreltilmiş deniz suyundan sağlanabilirliği varsayımına dayanır.

Karışım zonu modeline göre, dolomitleştirici sıvıların Mg/Ca oranı deniz suyuna göre çok az, ancak dolomitleşmeyi sağlayacak kadar yüksektir ve ayrıca deniz suyunun tatlı su ile seyreltilmesi, dolomit tortulaşmasındaki kinetik engelleri ortadan kaldırmaktadır (Badiozamani, 1973, Folk ve Land, 1975).

Model, bir kaç güncel örneğin dışında, eski örneklerinin bulunmaması nedeniyle sıklıkla eleştiriyeye uğramıştır (Land 1985, Machel ve Mountjoy, 1987, Hardie 1987). Ayrıca, karışım zonu dolomitleşmenin sadece platform kenarlarındaki dar alanlarla sınırlı olduğu, kalın dolomit istiflerinin yaygın olarak oluşamayacağı konusunda fikir birliği vardır (Machel ve Mountjoy, 1987; Hardie, 1987; Coniglio et al., 1988).

Hardie (1987), daha kolay çözülebilen düzensiz dolomitler için çözünürlük sabitinin, Badiozamani (1973)'nin modelinde kullanılması durumunda (Şekil 1.8A), dolomitleşme için sıvı bileşim aralığının önemli oranda azaldığını göstermiştir (Şekil 1.8B).

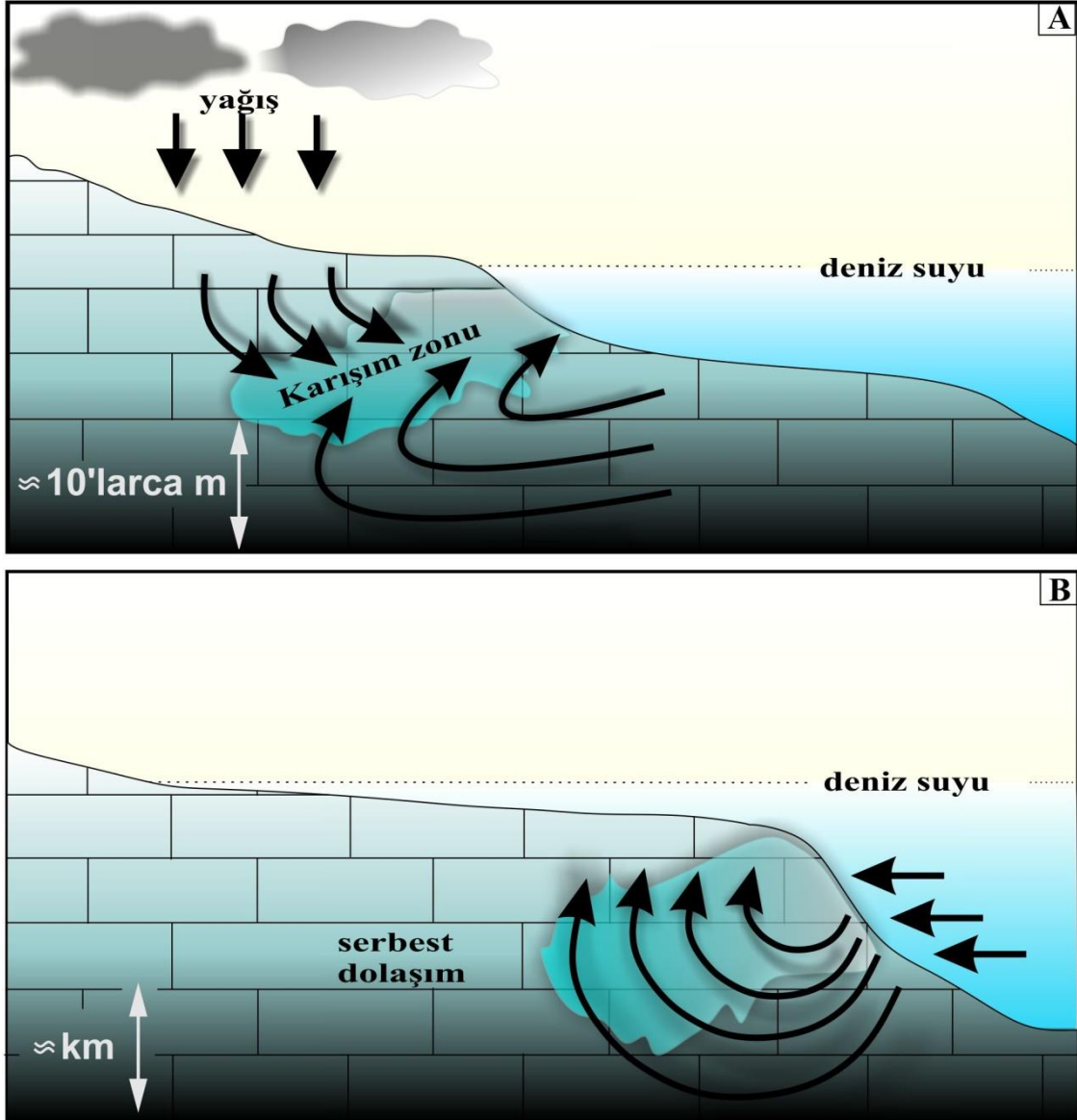
Deniz suyu modelinde (Şekil 1.7B), dolomitleşme için gerekli Mg kaynağı, deniz suyu veya su-kayaç etkileşimine bağlı olarak değişen deniz suyundan sağlanır (Land 1985, Morrow,1990). Modelin esası, dolomitleştirici sıvıların kireçtaşlarına nüfuz etmesi için termal konveksiyon veya kohout gibi hidrolik mekanizmalara dayanır (Sanford vd., 1998; Whitaker vd., 1994; Vahrenkamp vd., 1991).

Deniz suyu modeline bağlı oluşan dolomitleşme modeli yaygın olarak sığ denizel alanlarda görülmüştür. Deniz suyu modeline bağlı oluşan dolomitleşme yalnızca kıyısal kuşaklarla sınırlı olmayıp, pelajik çökellerde de gerçekleştiği kaydedilmiştir.

Pelajik ortamlardaki dolomitleşmenin bakteriyel sülfat indirgemesi ve/veya metan oluşumu olayı ile bağlantılı olduğu düşünülmektedir (Garrison vd., 1984; Kelts ve McKenzie, 1982; Burns ve Baker 1987; Mazzullo, 2000). Bu ortamlarda, sülfat anyonlarının bakteriler tarafından indirgemesi yoluyla giderilmesi dolomit oluşumunu engelleyen kinetik faktörlerin ortadan kaldırılmasıyla dolomitleşme üstün kılınmaktadır. Ancak bu yolla oluşan dolomitlerin oldukça küçük hacimlerde oluşacağı unutulmamalıdır.

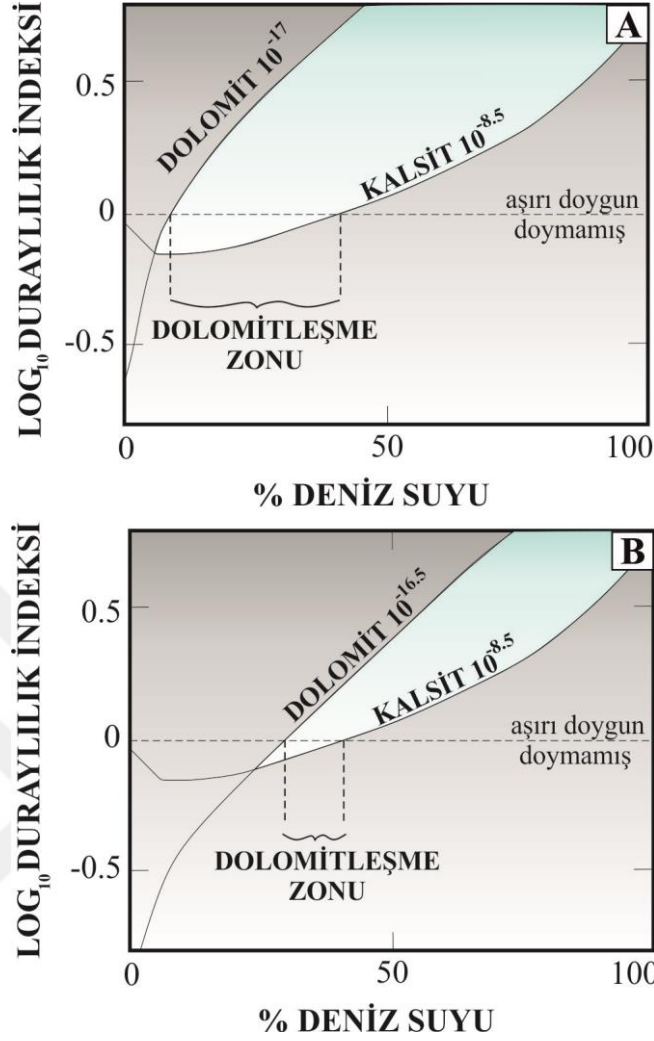
1.4.2.5.3. Gömülmeye Bağlı Dolomitleşme Modelleri

Gömülmeye bağlı dolomitleşme modelleri, sedimanların tümüyle gömüldüğü ve ortamın yüzeysel etkilerden tamamen arındırdığı ortamlar için tasarlanmıştır (Şekil 1.9 ve 1.10).



Şekil 1.7. Karışım zonu (A) ve deniz suyu (B) dolomitleşme modelinin şematik gösterimi (Gasparrini, 2006)

Model dolomitleşmeyi engelleyen kinetik faktörlerin orta-derin gömülme koşulları altında giderilmesi ile dolomitleşmenin gerçekleşmesi esasına dayanır (Choquette ve Pray, 1970). Gömülme koşullarında, artan derinliğe bağlı olarak gerçekleşen sıcaklık artışı, Mg^{+2} iyonlarının hidratlaşma oranının düşmesine ve böylece ortamın dolomitleşme reaksiyonlarının gerçekleşmesi için yüzey koşullarına göre daha elverişli hale gelmesine neden olur. Gömülme modellerinde, sıvı akışların hidrolojik mekanizmalarının farklılıkları esas alınarak, dolomitleşmenin dört farklı gelişim modeli önerilmiştir (örn. Morrow, 1998; Gasparrini, 2003).



Şekil 1.8. Karışım-zonu dolomitleşme modeli deniz suyunun artan içeriği ile birlikte meteorik sulardaki dolomit ve kalsit için çözülebilirlik eğrisi (Waren, 2000). Dolomitleşmenin dolomite göre aşırı doymun fakat kalsite göre doymamış sularda meydana geleceği düşünülmektedir. a) Badiozamani (1973) tarafından kullanıldığı şekliyle dolomit için $K=10^{-17}$, b) Hardi (1987) tarafından kullanıldığı şekliyle, kötü düzenlenmiş dolomitler için $K=10^{-16.5}$ (Hardie, 1987)

Bunlar, sıkışmaya bağlı olarak havzasal formasyon sularının akışı (Şekil 1.9A), topoğrafya kontrolündeki sıvı akışı (Şekil 1.9B), tektonizma tarafından kontrol edilen akış (Şekil 1.10A) ve termal konveksiyon akışı (Şekil 1.10B)'dir.

Sıkışmaya bağlı havzasal formasyon sularının akışı modelinde (Şekil 1.9A), öncel kayacın bitişiğinde ve hemen alt kesiminde çamurtaşlarının bulunmasını gerekli kılar (McHargue ve Price, 1982). Sıkışma sonucu havzasal çamurtaşlarından kaçan Mg^{2+} ca zengin sıvıların platform kenarı karbonatlarına nüfuz ederek bu karbonatların dolomitleşmesine neden olur (Illing, 1954). Model, havzasal çamurtaşlarının sıkışması sonucu ortaya çıkan Mg kaynağının, geniş dolomit kütlelerinin dolomitleşmesi için yeterli olmaması nedeniyle eleştiri konusu olmuş (Land, 1980; Longman, 1982) ve böylece kalın dolomit istiflerinin açıklanmasında yeterli görülmemiştir (Gasparrini, 2003).

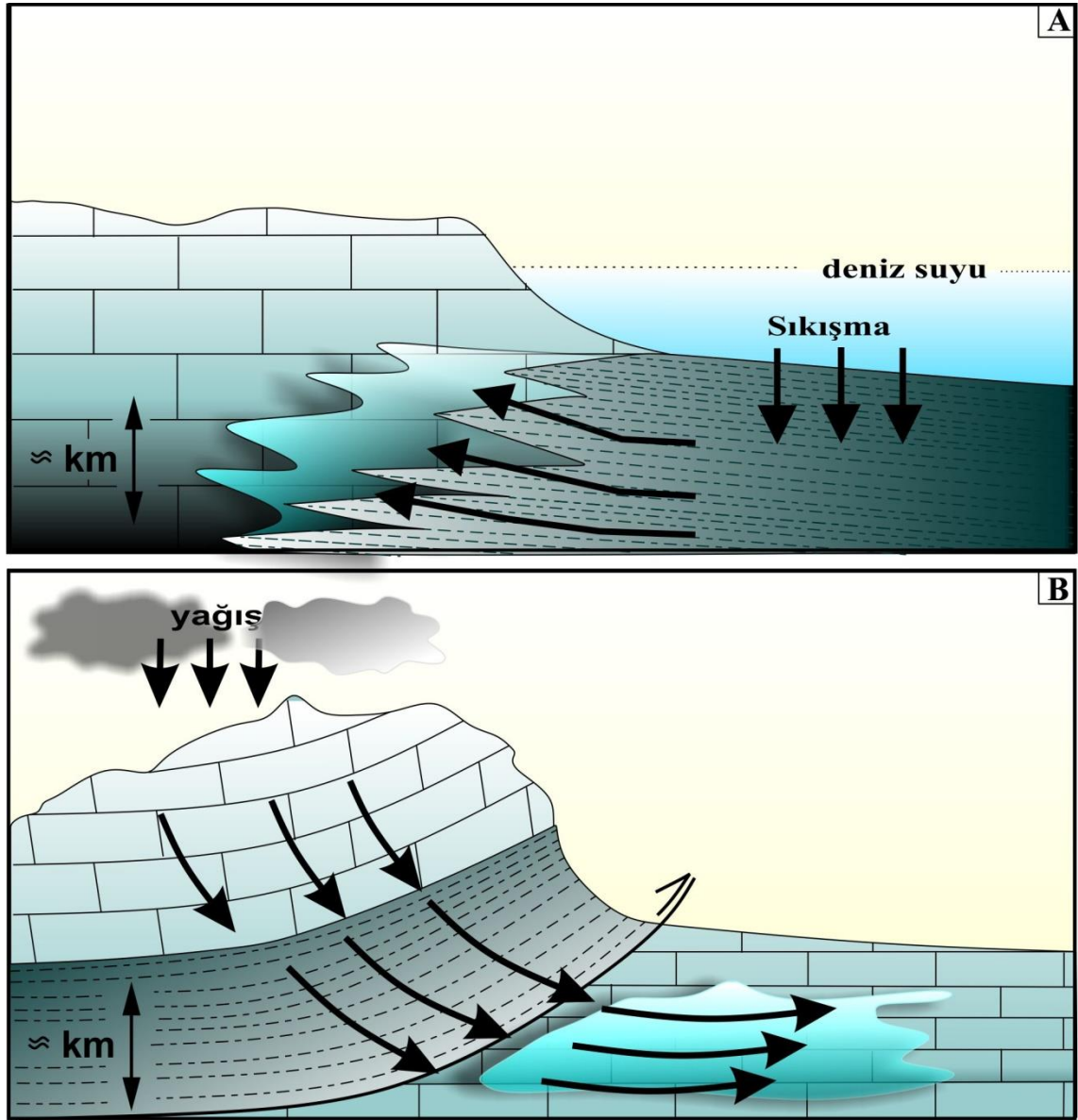
Topoğrafya kontrollü sıvı akış modeli (Şekil 1.9B) (Garven ve Freeze, 1984), meteorik boşalmanın etkisindeki bindirme fay kuşağında gerçekleşen dolomitleşmeler için önerilen bir modeldir. Model, meteorik suların gravite etkisi altında bindirme kuşaklarında bulunan platform karbonatları içerisine doğru nüfuz etmesi ve sıvıların dolaşımı sırasında yeterli magnezyumun elde edilebilmesi durumunda dolomitleşme için olası Mg kaynağının bu yolla sağlanabileceği esasına dayanmaktadır (Morrow, 1998).

Tektonizma tarafından kontrol edilen sıvı akış modelinde (Şekil 1.10A), orojenik bindirme kuşaklarının gelişmesine neden olan tektonik sıkışma kuvveti metamorfik ve/veya havzasal suların havza kenarına doğru çekilmesine neden olur. Tektonik aktivitelerin öncel kireçtaşlarını oluşturan platformu kırıp parçalaması sonucu oluşan kırık ve fay hatları, dolomitleştirici sıvıların akış yollarını oluşturması ve dolomitleştirici havzasal suların bu hatlar boyunca kireçtaşlarına nüfuz etmesi sonucu dolomitleşme gerçekleşir. Bazı araştırmacılara göre, tektonizma kontrolünde gerçekleşen sıvı akışının oldukça sınırlı olduğu ileri sürülmesine (Machel, 2004) karşın, bir çok araştırmacı bu modelin geçerliliğini savunmuşlardır (Machel, 1987; Qing ve Mountjoy, 1994; Drivet ve Mountjoy, 1997).

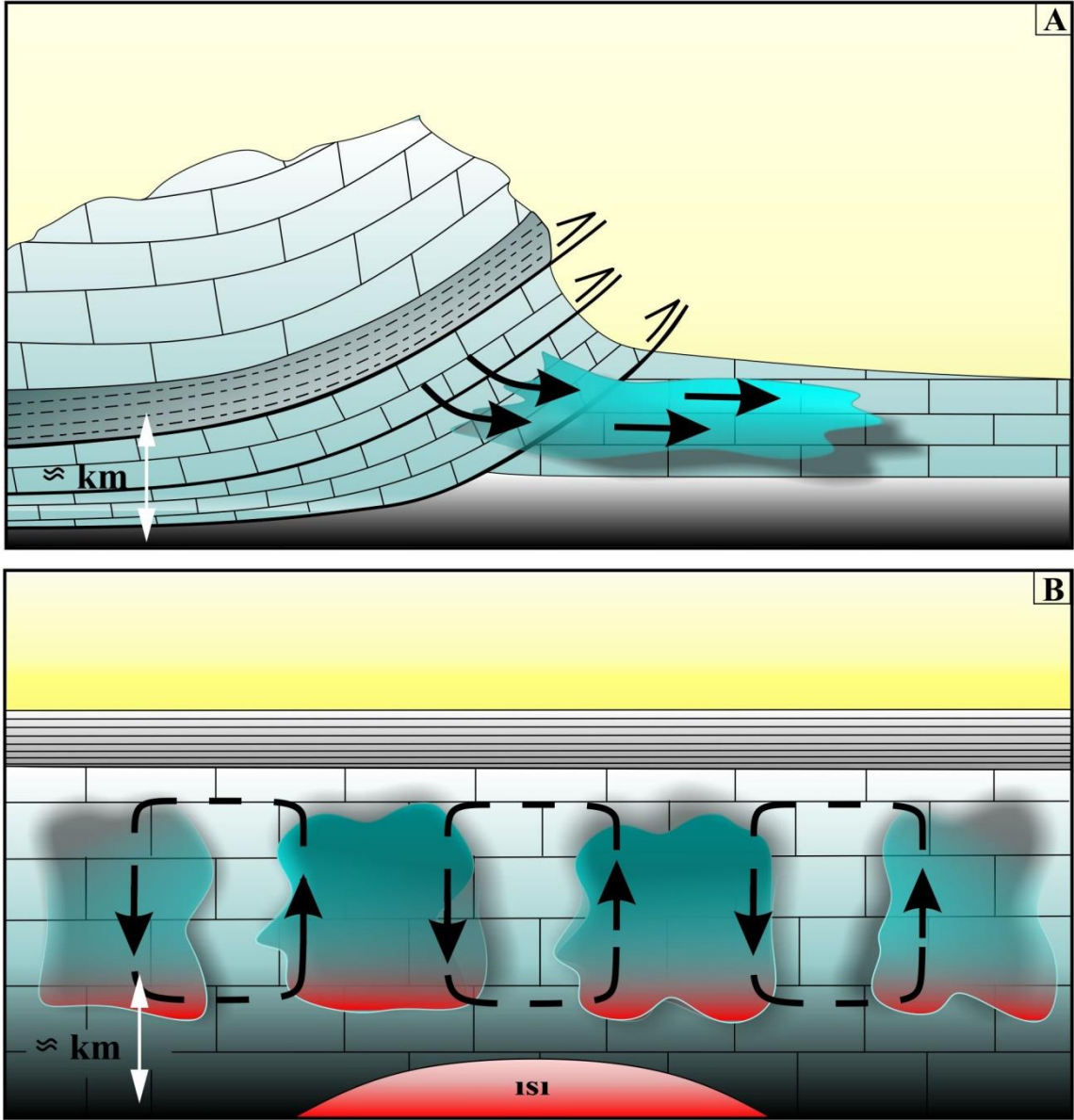
Termal konveksiyon akışı modelinde (Şekil 1.10B), konveksiyona neden olan sıcaklık, artan gömülmeye bağlı jeotermik gradyandan (Wood ve Hewett, 1982; Wilson vd., 2001) ya da magmatik sokulumlardan sağlanabilmektedir (Morrow vd., 1990; Morrow ve Aulstead, 1995). Hidrotermal dolomit terimi genellikle termal konveksiyon akışı sonucunda oluşan dolomitler için kullanılan ve oldukça tartışmalı olan bir terimdir. Bunların dışında, gömülme ortamlarında meydana gelen dolomitleşme, artan basınca bağlı

olarak, öncel kireçtaşlarındaki yüksek-Mg kalsit minerallerinin stabilizasyonu ile de sağlanabilir.

Yüksek-Mg kalsit minerallerinin stabilizasyonu sırasında açığa çıkan Mg'un dolomitleşme için gerekli Mg sağlayabilir. Ancak, bu şekildeki bir dolomitleşme son derece kısıtlı hacimlerde gerçekleşeceği için favori bir model olarak görülmemektedir (Wanless, 1979; Morrow, 1990).



Şekil 1.9. Sıkışmaya bağlı olarak havzasal formasyon sularının akışı (A) ve topoğrafya kontrolündeki sıvı akışı (B) gömülme dolomitleşme modellerinin şematik görünümü (Gasparrini, 2006)



Şekil 1.10. Tektonizma tarafından kontrol edilen sıvı akış (A) ve termal konveksiyon sıvı akışı dolomitleşme (B) modelinin şematik görünümü (Gasparrini, 2006)

1.4.3. Bölgenin Tektono-Sedimanter Gelişimi ve Dolomitleşme

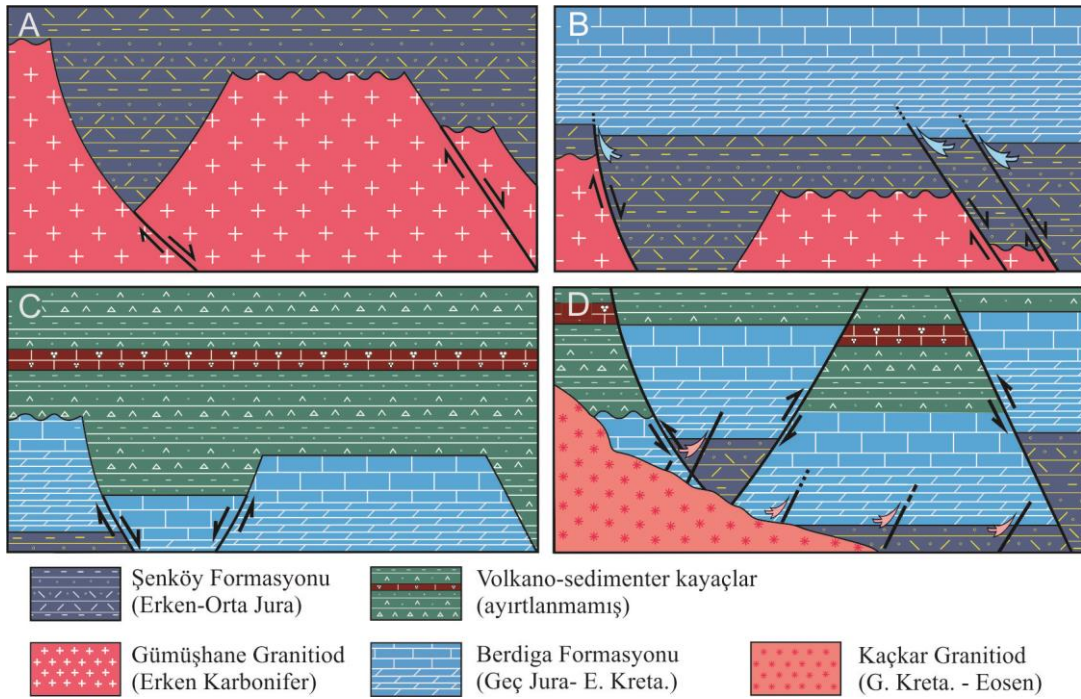
Çalışma alanını oluşturan Gümüşhane yöresinde metamorfite (Pulur Metamorfite) ve onları kesen granitik kayalar (Gümüşhane Granitoidi) Hersinyen temeli oluşturur (Şekil 1.11). Erken Liyas'ta etkin olan gerilmeli tektonik hareketler (blok faylanmalar) temeli parçalayarak farklı boyut ve geometrilere sahip rift havzalarının

oluşumunu (birinci riftleşme fazı, Kırmacı, 2000; Yılmaz ve Kandemir, 2002) ve Erken Jura yaşlı rift tortularının (Şenköy Formasyonu) çökelimini sonuçlamıştır. Bu çökellerin kalınlıkları kısa mesafeler içerisinde 2-2000 m arasında değişir ve hâkim olarak kumtaşı, çamurtaşı, bazalt, andezit ve bunların piroklastlarını içerir (Eren, 1983; Görür vd., 1983; Gedik vd., 1996; Okay ve Şahintürk, 1997; Kandemir, 2004). Ayrıca, bu tektonik aktivite sonucu oluşan denizaltı yapısal yükseltileri (horstlar) üzerinde çökelmiş olan "ammonitico-rosso" fasiyesindeki (Bernoulli ve Jenkyns, 1974) kırmızı renkli, marn ve killi mikritik kireçtaşları bu alanlarda birimin alt seviyelerini oluşturur ve yapısal yükseltilerin (horstların) arazide tanınmalarına olanak tanır (Eren, 1983). Erken Jura sonuna doğru tektonik aktivitenin yavaşlaması ve rift havzalarının dolması sonucu bölge platform özelliği kazanmış ve Erken Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları (Berdiga Formasyonu) çökelmiştir (Taslı, 1991; Kırmacı, 1992, 2000; Yılmaz ve Kandemir, 2002). Formasyon, gelgit üstünden platform kenarı resiflere kadar değişen karbonat şelfleri üzerinde çökelmiş olup, yanal ve düşey yönde farklı litofasiyes özelliklere sahiptir. Bu litofasiyeslerin bazıları oldukça yaygın gelişim alanına sahip olmasına karşın diğer bazıları ise yerseldir. İnceleme alanında yapılmış olan önceki çalışmalara göre Berdiga Formasyonu'nu oluşturan platform karbonatlarının dolomit, ooidli tanetaşı-istiftaşı, çamurtaşı, kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı, dolomitli tanetaşı-istiftaşı, tanetaşı-istiftaşı ve yüzentaş litofasiyesi gibi farklı litofasiyeleri içerdiği önerilmiştir (Eren, 1983; Taslı, 1991; Kırmacı, 1992).

Platform karbonatlarının çökelim süreci içerisinde, özellikle erken Neokomiyende, gerilmeli tektonik hareketlerin zaman-zaman yeniden harekete geçmesi, karbonat platformunun kırılıp faylanması, farklı boyutlarda yükselti ve çöküntü alanlarının (horst-graben yapılarının) oluşmasını sonuçlamıştır. Bu hareketler sonucu oluşan kırık ve/veya fay hatları dolomitleştirici sıvıların akış yollarını oluşturarak Berdiga Formasyonu'nun (özellikle alt seviyelerinin) yaygın olarak dolomitleşmesine olanak sağlamıştır. Berdiga Formasyonu'ndaki dolomitleşmenin yaygın olarak bu ana kırık/fay hatları boyunca ve Erken Jura yaşlı yapısal yükseltilerin (horstlar) havzaya bakan kesimlerinde gözlenmesi (Eren, 1983; Kırmacı, 1992) buna kanıt olarak gösterilebilir.

Erken Kretase sonundaki genişlemeli tektonik hareketler, karbonat platformunun parçalanmasına ve termal sübsidansın etkisiyle birlikte bölgenin maksimum derinliğe erişmesine neden olmuştur. Bu hareketler sonucu Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları üzerine, sırasıyla, yer yer intraformasyonel konglomeralarla başlayan

Turoniyen-erken Senoniyen yaşlı sarı renkli kalkarenitler (Kındıralık Dere Formasyonu) ve Kampaniyen yaşlı kırmızı renkli biyomikritler (Elmalı Dere Formasyonu'nu oluşturan kondanse seri) çökelmiştir (Pelin, 1977). Kampaniyen sonrası bölge sıkışmalı tektonik hareketlerin etkisi altında giderek sığlaşmış ve bunun sonucu olarak Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı silisiklastik türbiditler çökelmiştir. Geç Paleosen-Erken Eosen döneminde Alpin dağ oluşum hareketleri bölgede oldukça etkili olmuş ve bu dönemde yaklaşık N-S doğrultulu teğetsel kuvvet çiftinin neden olduğu şiddetli kıvrımlanmalarla beraber yırtılma ve bindirme fayları gelişmiştir (Pelin, 1977). Bunun sonucu bölge su üstüne çıkarak şiddetli aşınmalara uğramıştır.



Şekil 1.11. Doğu Pontidler'in (KD Türkiye) tektono-sedimanter gelişimi (Kırmacı vd., 2018'den alınmıştır.). A. Erken Jura'da genişlemeli tektonik hareketlere bağlı olarak gelişen rift havzaları ve çökelleri (Şenköy Formasyonu). B. Tektonik hareketlerin yavaşlaması ve rift havzalarının dolması sonucu bölgenin platform özelliği kazanması ve Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatlarının gelişimi. C. Erken Kretase sonrası genişlemeli tektonik hareketlere bağlı olarak platform karbonatlarının parçalanması ve volkanik ada yayı gelişimi. C. Geç Kretase'deki sıkışmalı tektonik hareketlere bağlı olarak havzanın giderek sığlaşması ve granitoid intrüzyonlarının yerleşimi

Geç Eosen döneminde bölge tekrar genişmeli tektonik hareketlerin etkisi altında kalarak denizel ortama dönüşmüştür. Bu süreç içerisinde alttan üste doğru taban konglomerası ve Nummulitli kumlu kireçtaşı ile başlayan ve hâkim olarak kumtaşı, çamurtaşı, bazalt, andezit ve bunların piroklastlarından oluşan volkano tortul seri (Alibaba Formasyonu) kendinden daha yaşlı birimler üzerine açısal uyumsuzlukla çökelmiştir.

Bu birimler Geç Kretase yaşlı I-tipi yay ilişkili granitler, Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı granitik kütleler tarafından kesilmiştir (Eyüboğlu vd., 2016, 2017). Bölgede geniş yayılım gösteren granitoid intrüzyonlar (Kaçkar Granitoidi), bazı dolomit tiplerini rekristalize eden ve çimento dolomiti (Cd) tortulaştıran hidrotermal sıvılar için gerekli ısı kaynağını oluşturmaktadır (Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamasında).



2. YÖNTEM

Doktora tez çalışması, Gümüşhane (Doğu Pontidler, KD Türkiye) yöresinde yaygın olarak yüzeylenen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatlarına (Berdiga Formasyonu) yönelik arazi, laboratuvar (mikroskop ve jeokimya) ve büro çalışmalarını kapsamaktadır (Tablo 1).

2.1. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları, ayrıntılı ölçülü stratigrafik kesit alımına dayanan sistematik örnekleme çalışmaları şeklinde yürütülmüştür. Öncelikle, Gümüşhane yöresindeki Geç Jura-Erken Kretase yaşlı karbonatlarda dolomitlerin en tipik yüzeylenmelerinin bulunduğu yerler belirlenmiştir. Belirlenen lokasyonlarda jeolojik çalışmalar için 1/25000 ölçekli topografik haritalar ve inceleme alanına ait daha önceki çalışmalardan elde edilen 1/25000 ve 1/100000 ölçekli jeolojik haritalardan yararlanılmıştır. Ayrıca bu lokasyonlarda Geç Jura-Erken Kretase yaşlı karbonatların özellikle taban ilişkileri kontrol edilerek, gerek fasiyes farklılıkları gerekse dolomitlerin litolojik farklılıkları ve bunların geometrileri dikkate alınarak ölçülü stratigrafik kesitlerin alım yerleri belirlenmiştir. Belirlenen stratigrafik kesit hatları boyunca, şerit metre ve jakop cubuğu da kullanılarak, kayaçların dokusal özelliklerine ve değişimlerine dikkat edilerek jeokimyasal analizlere ve mikrofasiyes/dolomit tipi ve fosil tanımlamalarına yönelik olarak 0.3-1.5 m. arasında değişen aralıklarla sistematik kayaç örnekleme yapılmıştır. Mescitli yöresinde ölçülü stratigrafik kesit hatınının başlangıç noktası $40^{\circ} 31' 33''$ K ve $39^{\circ} 24' 20''$ D olup ve bitiş noktası $40^{\circ} 31' 20''$ K ve $39^{\circ} 24' 46''$ olarak belirlenmiştir. Kuşakkaya yöresinde ölçülü stratigrafik kesit hatınının başlangıç noktası $40^{\circ} 28' 01''$ K ve $39^{\circ} 30' 03''$ D olup ve bitiş noktası $40^{\circ} 27' 50''$ K ve $39^{\circ} 30' 15''$ belirlenmiştir. Hur yöresinde ölçülü stratigrafik kesit hatınının başlangıç noktası $40^{\circ} 20' 37''$ K ve $39^{\circ} 44' 06''$ D olup ve bitiş noktası $40^{\circ} 20' 51''$ K ve $39^{\circ} 43' 54''$ belirlenmiştir. Eski Gümüşhane yöresinde ise Gümüştaş Madencilik'ten tarafından daha önce yapılmış olan D-164 numaralı sondaja ait karot örnekleri alınmıştır. Bu sondajın koordinat noktaları ise 539 582.821 X, 4477657.099 Y ve

1676.092 Z'dir. Mescitli yöresinden 160 adet, Kuşakkaya yöresinden 172, Eski Gümüşhane yöresinden 72 ve Hur yöresinden 102 olmak üzere toplam 506 örnek alınmıştır.

2.2. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları mikroskop laboratuvar ve jeokimyasal laboratuvar çalışmaları olmak üzere iki aşamada gerçekleştirilmiştir.

2.2.1. Mikroskop laboratuvar çalışmaları

Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu'nun litofasiyes gelişimine ve içerdiği dolomitlerin dokusal, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesine yönelik olarak yapılacak olan mikroskobik çalışmalar, üç farklı mikroskop çalışmasını gerektirmektedir. Bunlar: polarizan mikroskop, sıvı kapanım ve katodoluminesanstır.

2.2.1.1. Petrografik Çalışmalar

Alınan sistematik örneklerin makroskobik özellikleri belirlenerek her birinden, KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında ince kesit yapılarak mikroskobik incelemelere hazır hale getirilmiştir. İnce kesitlerde dolomit-kalsit ayrımı için alizerin Red-S, demir içeriklerinin belirlenmesi için potasyum ferrisiyanit ile boyanmıştır (Dickson, 1966). Boyalı her bir kesit petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Araştırma Laboratuvarında Nikon (H550L) marka polarize araştırma mikroskobu ve buna entegre edilmiş olan kamera sistemi altında incelenerek ölçekli fotoğrafları çekilmiştir.

2.2.1.2. Katodoluminesans Çalışmaları

Petrografik incelemeler sonucunda seçilen örneklerden, katodoluminesans (CL) petrografi çalışmaları için KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Parlatma Laboratuvarında Metkon ve Buehler Marka parlatma seti yardımıyla parlatılmış ince kesitler hazırlanmıştır.

Tablo 1. Berdiga Formasyonu'na yönelik laboratuvar (mikroskop ve jeokimya) çalışmalarının özeti

Mikroskop Laboratuvar Çalışmaları				
Çalışma Türü	İnce Kesit / Parlak kesit hazırlama	Çalışmanın Gerçekleştiği yer	Çalışma Yöntemi	Amaç
Alizarin Red-S boyama	KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Araştırma Lab.	KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Lab.	Alizarin Red-S boyama	Dolomit kalsit ayrımı
Potasyum ferrisiyanit muamelesi	KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Araştırma Lab.	KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Lab.	Potasyum ferrisiyanit boyama	Demir içeriğinin belirlenmesi
Petrografik çalışmalar	KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü. İnce Kesit Hazırlama Lab.	KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Petrografi Araş. Lab.	Polarizan mikroskop ile ince kesit inceleme	Petrografik özellikleri ve farklı dolomit tiplerini belirleme
Katodoluminesans (CL) petrografik çalışmalar	KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü. Partlatma Lab	İTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Katodoluminesans Lab.	CL Petrografik inceleme	Dolomitlerin parajenezini oluşturmak
Sıvı kapanım çalışmaları	KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Partlatma Lab.	KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Sıvı Kapanım Lab.	T_h ve T_m sıcaklıklarının ölçümü	Dolomitleştirici sıvıların oluşum sıcaklıklarının ve tuzluluk değerlerinin hesaplanması
Jeokimyasal Çalışmalar				
Analiz Türü	Örnek hazırlama	Analizin Yapıldığı Yer	Yöntem	Amaç
Mineral tayini	KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Öğütme Lab.	KTÜ Fizik Bölümü Katı Hal Laboratuvarı	X-Işını kırınım yöntemi (XRD)	Kayaçların (%) dolomit / kalsit oranlarının belirlenmesi
Ana ve iz element analizleri	KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Öğütme Lab.	ACME Analytical Laboratories (Kanada)	ICP-ES ve ICP-MS	Dolomitleştirici sıvıların bileşimi ve kökenini belirlemek için ana ve iz element değerlerinin belirlenmesi
Duraylı izotop ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) analizleri	KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Öğütme Lab.	PCIGR (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research; Friedrich-Alexander Üniversitesi (Erlangen-Nürnberg); Windsor Üniversitesi)	ICP-MS	Dolomitleşme modellerinin ortaya konulması
Radyojenik izotop ($^{87}Sr/^{86}Sr$) analizleri	KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü Öğütme Lab.	PCIGR; Geochemical Research; Friedrich-Alexander Üni. (Erlangen-Nürnberg)	ICP-MS (Pretorius ve diğ., 2006)	Dolomitleştirici sıvıların kökeninin, dolomitleşme modellerinin belirlenmesi ve oluşum zamanının ortaya konması

Hazırlanan ince kesitlerin katodoluminesans (CL) özellikleri İstanbul Teknik Üniversitesinde optiksel spektrometre (OS) ve enerji yayan spektrometre (EDX) entegreli Nikon Eclipse LV100-POL mikroskoba monte edilmiş CCTL (Cambridge Image Technology Ltd.), Cold Cathodeluminescence, Model 8200 Mk5-2 kullanılarak belirlenmiştir.

Katodoluminesans çalışmaları kapsamında farklı dolomit tiplerini oluşturan dolomitleştirici sıvıların bileşimlerinin dolomit oluşum süresince uğrayabilecekleri diyajenetik değişimlerin ve/veya diyajenetik süreçte dolomitlerin rekristalizasyona uğrayıp uğramadıklarının belirlenmesi hedeflenmiştir. Ayrıca, seçilen bazı örneklerin SEM görüntülerini elde etmek için BİLTEM Laboratuvarında (Bozok Üniversitesi) FEI, Quanta FEG-450 marka mikroskop ve AMETEK-EDAX, Octane Plus marka enerji spektroskopi ve emisyon cihazları kullanılmıştır.

2.2.1.3. Sıvı Kapanım Çalışmaları

Petrografik incelemeler sonucunda seçilen örneklerin sıvı kapanım çalışmaları için KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Parlatma Laboratuvarında Metkon ve Buehler Marka parlatma seti yardımıyla çift taraflı parlak kesitleri hazırlanmıştır. Parlak kesitlere ait sıvı kapanım çalışmaları, KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sıvı Kapanım Laboratuvarında bulunan Leica petrografik mikroskoba monte edilmiş ısıtma/soğutma evreli Linkam THMSG-600 sistem kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Erime sıcaklıklarına (T_m) dayalı olarak dolomitleştirici sıvıların tuzluluk değerleri (wt %NaCl olarak): $wt\%NaCl = 1.78 * T_m - 0.0442 * (T_m)^2 + 0.000557 * (T_m)^3$ formülü (Bodnar, 1993) kullanılarak hesaplanmıştır. Sıvı kapanım çalışmaları sonucunda elde edilen homojenleşme sıcaklık değerlerinden (T_h) farklı dolomit tiplerini oluşturan dolomitleştirici sıvıların oluşum sıcaklıkları hesaplanarak bu sıcaklıkların jeotermik gradyana bağlı olup olmadığı ve/veya hidrotermal sıvıların bir etkisinin bulunup bulunmadığı gibi hususlar araştırılmıştır. Dolomitlerin içerdiği sıvı kapanımlarının 4 μm 'dan daha küçük olması, erime sıcaklık değerlerinin (T_m) belirlenmesine olanak tanımamıştır.

2.2.2. Jeokimyasal Laboratuvar Çalışmaları

Berdiga Formasyonu'ndaki dolomitleri oluşturan sıvıların bileşimi, kökeni, oluşum zamanı ve koşulları gibi parametreler ile dolomitleştirici sıvıların yanal ve düşey yöndeki değişimlerinin belirlenebilmesi için, dolomitlerin jeokimyasal özelliklerinin bilinmesi zorunludur ve bu hususlar tez çalışmasının en önemli kısmını oluşturmaktadır. Bu amaçla mikroskobik incelemeler sonucu tespit edilen dolomit tiplerinden seçilen yeterli sayıdaki örneğin, jeokimyasal analizlere hazırlanması (öğütülerek toz haline getirilmesi) gibi çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Tüm bu çalışmalar için KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğütme laboratuvarı kullanılmıştır.

2.2.2.1. XRD Çalışmaları

Seçilen örnekler için rutin x-ray difraksiyon (XRD) analizleri KTÜ Fizik Bölümünde Katı Hal Fiziği Laboratuvarında bulunan Rigaku DMAX IIC x-ray difraktometre (Cu-K α radyasyon ~35 kV, 15 mA) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Taramalar, 2° /dk bir hızda ve 5-70° 2 θ aralığında gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma ile, Berdiga Formasyonu'na ait kayaç örneklerinin dolomit/kalsit oranları belirlenerek, izotop ve ana-iz element analizlerine gönderilecek örnekler belirlenmiştir.

2.2.2.2. Ana-İz Element Analizleri

Seçilen örneklerin ana (Ca, Mg) ve iz element (Na, Mn, Fe ve Sr) içerikleri ICP-MS yöntemi ile belirlenmesi. Bu amaçla, örnek hazırlama (asitle çözme ve filtreleme) ve ölçüm işlemleri, ACME Analitik Laboratuvarında (Kanada) gerçekleştirilmiştir. Elementlerin ölçüm alt sınırı (bdl) Ca, Mg, Na, Fe için, %0.01; Mn ve Sr için 5 ppm'dir. Bu amaçla 97 örnek analiz edilmiştir.

2.2.2.3. Duraylı ve Radyojenik İzotop Analizleri

Seçilen örneklerin duraylı oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) ve karbon ($\delta^{13}\text{C}$) izotop analizleri Bristol Columbia Üniversitesi'nin (Kanada) Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research

(PCIGR), Friedrich-Alexander Üniversitesi (Erlangen-Nürnberg, Almanya) Naturwissenschaftliche fakülte ve Windsor Üniversitesi, duraylı izotop laboratuvarları kullanılarak yapılmıştır. Seçilen örneklerin radyojenik ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) izotop değerlerinin ölçümü Columbia Üniversitesi'nin (Kanada) Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research (PCIGR) ve Friedrich-Alexander Üniversitesi (Erlangen-Nürnberg, Almanya) Naturwissenschaftliche fakülte laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Sr izotopik veriler, SRM987 için $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710252$ 'e göre rapor edilmiştir. Ayrıca, bu örneklerin Sr konsantrasyonları Pretorius vd. (2006) tarafından tanımlanan yöntem kullanılarak, Thermo Finnigan Element II, High Resolution ICP-MS üzerinde ölçülmüştür.

2.3. Büro Çalışmaları

Çalışma alanına yönelik değişik araştırmacıların yapmış oldukları önceki çalışmalar, arazi çalışmalarında elde edilen veriler ve revize edilen mevcut 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları birlikte değerlendirilerek bölgenin jeolojik yapısı yorumlanmıştır. Her bir dolomit tipinin ortaya konulan jeokimyasal özellikleri diyagramlar üzerinde gösterilerek, birbirleriyle olan ilişkileri yorumlanmış olup bunun için Windows Ofis, Corel DrawX7 programlarından faydalanılmıştır.

Sonuç olarak arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen veriler ayrıntılı bir şekilde değerlendirilerek tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

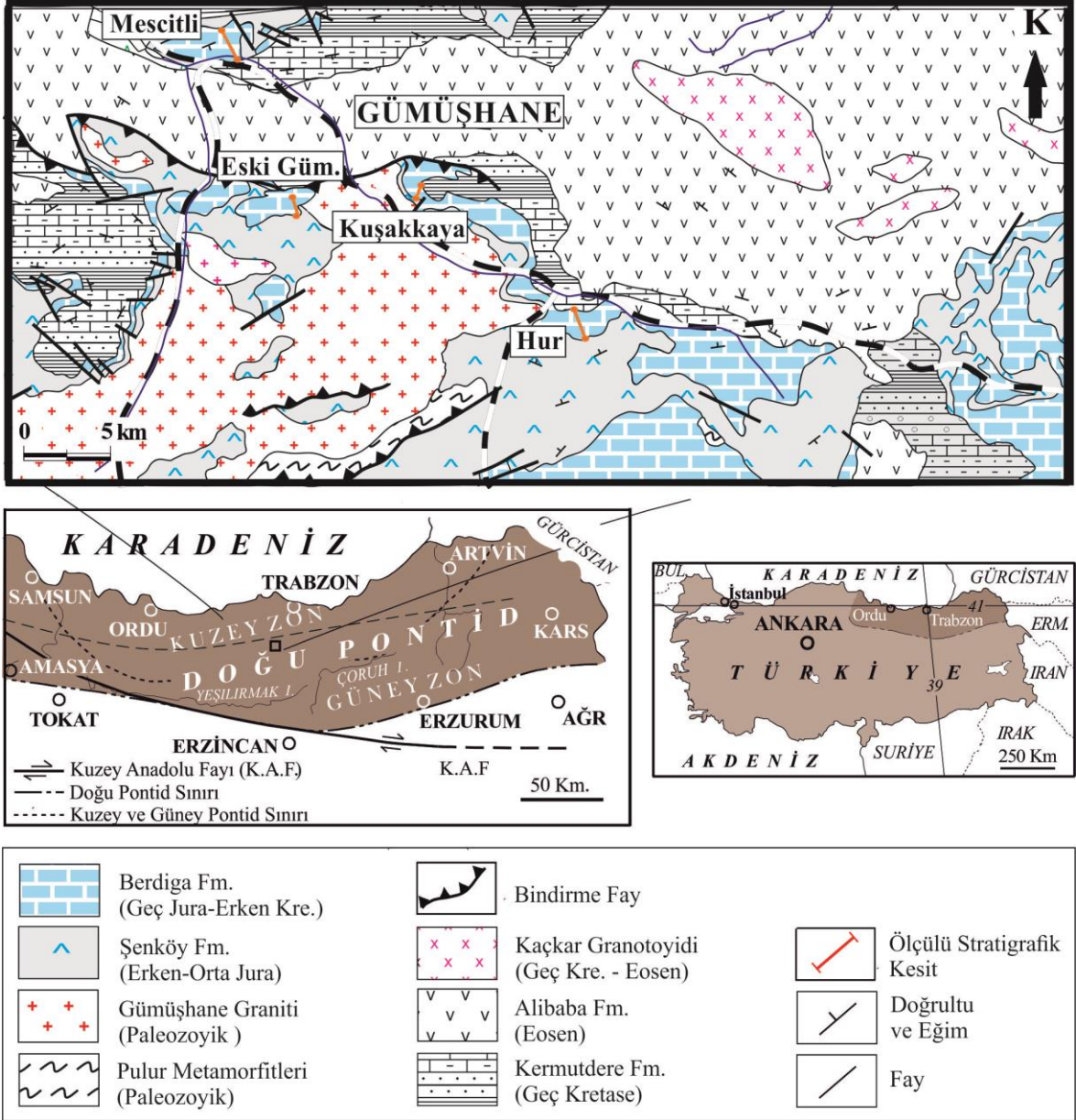
2. BULGULAR

2.1. Stratigrafi

Doğu Pontidler Güney zonda yer alan Gümüşhane (KD Türkiye) yöresinde Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kayaç toplulukları yüzeyleme vermektedir (Şekil 3.1 ve 3.2). Bölge jeolojisinin aydınlatılması açısından önemli olan bu kayaç toplulukları, stratigrafik konumlarına göre aşağıda açıklandığı gibidir:

PALEOZOYİK	JURA	KRETASE	PALEOJEN	DEVİR DEVRE ÇAĞ	FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
TEMEL	ERKEN-ORTA JURA HETRANİYEN - BATONİYEN	G. JUR. - E. KRE. TURONİYEN - MAASTRİTTİYEN	EÖSEN LÜTESİYEN	ALİBABA	KERMUTDERE	750	Alüvyon <i>Açısal uyumsuzluk</i>	Bazalt, andezit ve piroklastları Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı
	ŞENKÖY							
					BERDİGA	75-350	Kg: Granit, granodiyorit, diyorit	
						300	Kt: Klastik türbiditler	
						15-25	Ked	Ked: Kırmızı renkli, <i>Globotruncana</i> 'lı mikritik kireçtaşı
							Kktd	Kktd: Sarı renkli kumtaşı, kumlu kireçtaşı <i>Diskonformiti</i>
								Orta kalın katmanlı, gri-bej renkli mikritik ve sparitik kireçtaşı
								Dolomit, dolomitik kireçtaşı
								Bazalt, andezit ve piroklastları. Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, killi kireçtaşı
							Ar	Ar: <i>Ammonitico-rosso</i> fasiyesi (Ammonitli, kırmızı renkli mikritik kireçtaşı)
							Gg	<i>Nonkonformiti tip uyumsuzluk</i> Gg.: Gümüşhane Granitoidi (Granit, granodiyorit, diyorit)
							Pm	Pm.: Pulur Metamorfileri (Mikaşist, Gnays, Mermer, Metavolkanikler)

Şekil 3.1 İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Güven, (1993)'den değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 3.2. Çalışma alanının genelleştirilmiş jeoloji haritası (Güven, 1993) ve sistematik örnek alım yerleri. Geç Kretase yaşlı birimler kalınlıklarından dolayı haritada birleşik olarak gösterilmişlerdir.

3.1.1. Pulur Metamorfitleleri

Birim Ketin (1951) tarafından Pulur Metamorfitleleri olarak adlandırılmış olup, adını tipik olarak yüzeylendiği Pulur (Bayburt, KD Türkiye) yöresinden alır. Birimi Nebert (1961) Ağnavis Masifi, Korkmaz ve Baki (1985) Pulur Masifi, Tanyolu (1980) Pulur Metamorfik Kompleksi, Boynukalın (1990) Kotana Metamorfitleleri, Özer ve Fenerci (1993)

Kopuzsuyu Deresi Metamorfitleeri ve Topuz vd, (2007) Kurtoğlu Metamorfitleeri adı altında incelemiştir.

Doğu Pontidler'de genel olarak doğu-batı yönünde bir uzanım gösteren Pulur Metamorfitleeri, inceleme alanında Gümüşhane'nin güneyinde Kırıklı ve Aşağalıçtı civarında ve dar bir alanda yüzeylenme vermektedir (şekil 3.2).

Yumuşak bir rölyef sunan birimin tamamen metamorfik kayalardan oluşması ve orta-iyi derecede foliasyon göstermesi, arazide kolayca ayırt edilmesine olanak sağlar (şekil 3.3).

Doğu Pontidler'in en yaşlı birimi olan ve Gümüşhane Granitoyidi ile intrüzif dokanak oluşturan Pulur Metamorfitleeri, Permo-Karbonifer yaşlı Çatalçeşme ve Erken-Orta Jura yaşlı şenköy Formasyonları tarafından nankonformiti tip uyumsuzlukla üzerlenir. Daha genç birimlerle tektonik dokanaklar oluşturur.

Birimin metamorfik kayalardan oluşması (istiflenme yasanına uymaması) ve alt sınırının görülmemesi nedeniyle kalınlığı bilinmemektedir.

Pulur Metamorfitleeri litolojik olarak mikaşist, kloritşist, gnays, mermer ve kuvarsit gibi çok geniş aralıkta değişen metamorfik kayaları içerir (Topuz vd., 2007). Bu kayaların büyük çoğunluğunu orta-iyi foliyasyon gösteren şistler oluşturur ve egemen mineral içeriğine bağlı olarak bu kayalar grinin farklı tonlarında gözlenir. Tanyolu (1988) şistleri içerdiği mineral parajenezine göre mikaşist, kalkşist, aktinolit şist, kuvars-feldispat-serisit şist, kuvars-kloritserisit-şist, kuvars-serisit-biyotit şist, albit-serisit-biyotit şist, amfibol şist ve amfibolit aktinolit şist olarak ayırt etmiştir. Gnayslar, mavimsi açık gri, yeşilimsi koyu gri, yer yer kahverengimsi gri renklerde olup, zayıf-orta foliyasyon gösterirler ve şistlere göre daha iri kristallidirler. Ağar (1977) gnaysları granat-biyotit gnays, granat-biyotit-muskovit gnays, granat gnays, muskovit gnays, migmatitik gnays ve gözlü gnays olarak farklı fasiyeslere ayırmıştır. Kuvarsitler, genellikle beyaz, yer yer pembemsi veya koyu gri gibi değişen renklerde gözlenir ve şistler içinde küçük mercekler ve/veya ince bantlar şeklinde bulunurlar. Mermerler beyaz grimsi renklerde olup, kalınlıkları 10-50 cm arasında değişen mercekler şeklidirler.

Pulur Metamorfitleerinin Permo-Karbonifer yaşlı Çatalçeşme Formasyonu tarafından nankonformiti tip uyumsuzlukla üzerlenmesi (Ağar, 1977; Korkmaz ve Baki, 1984), bu kayaların Permo-Karbonifer öncesi yaşlı olduklarını gösterir. Topuz vd. (2007), metamorfitleerin yaşlarının izotop analiz sonuçlarına göre 260-330 My olduğu belirtilmiştir.



Şekil 3.3. Kırıklı (Gümüşhane) yöresinde bulunan şistlerin arazi görünümü

3.1.2. Gümüşhane Granitoidi (Gg)

Birim, Yılmaz (1972) tarafından Gümüşhane Graniti olarak adlandırılmış olup, adını tipik olarak yüzeylendiği Gümüşhane yöresinden alır. Birimin farklı alanlardaki yüzeylenmeleri için Çoğulu (1975) Gümüşhane Plütону, Topuz vd, (2010) Gümüşhane Batoliti, Dokuz (2011) ise Köse Kompozit Plütону adını kullanmıştır.

İnceleme alanında birim, Gümüşhane (KD Türkiye) civarında D-B uzanımlı geniş bir alanda yüzeylenme vermektedir (Şekil.3.2).

Gümüşhane Granitoidi litolojik özellikleri yanı sıra; topoğrafik olarak az eğimli sırtları oluşturması, pembemsi-kiremit kırmızısı rengi, kırıklı ve çatlaklı yapısı ile arazide kolaylıkla ayırt edilebilmektedir.

İnceleme alanında, Pulur Metamorfileri ile birlikte Hersiniyen temeli oluşturan ve bu kayaları keserek ortama yerleşen Gümüşhane Granitoidi Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu tarafından nonkonformite tip uyumsuzlukla üzerlenir (Şekil 3.1, Şekil 3.2).

Gümüşhane Granitoidi, genel olarak pembemsi, kiremit kırmızımsı renkli oluşu ve bol kırıklı-çatlaklı yapısı ile karakteristiktir. Alterasyonun etkili olduğu alanlarda arenalaşma yaygındır.

Gümüşhane Granitoidi, genel olarak granit, granodiyorit, siyenogranit, mikrogranit, dasit ve riyolitlerden oluşur (Eren, 1983). Granit ve granodiyoritler grimsi renklerde olup, granüler dokuludur ve genellikle anklavlar içerirler. Siyanogranitler, diğer granitik kayalara göre daha fazla K-feldspat içeriğine sahip olması nedeniyle, pembemsi renkleri ile karakteristiktirler. Granüler dokulu siyenogranitler iri kristalli olup, ortoklaslar yer yer santimetreye varan boyutlara sahiptir. İnce taneli dokulu mikrogranitler gri-açık gri renkli olup, eş yaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen karışımı sonucu oluşan magma karışma yapıları yaygındır (Topuz vd., 2010). Dasitler granodiyorit ve tonalitik magmanın sığ derinliklere ve/veya yüzeye çıkması sonucu oluşmuşlardır (Eren, 1983). Bunlar, diğer granitik kayalarla dereceli geçişli olup, birbirlerinden ayırt edilmeleri oldukça zordur. Riyolitler, pembemsi renkli ve afanitik dokulu olup, yer-yer metamorfik ve granit parçalarından oluşan inklüzyonlar (anklavlar) içerir (Topuz vd, 2010).

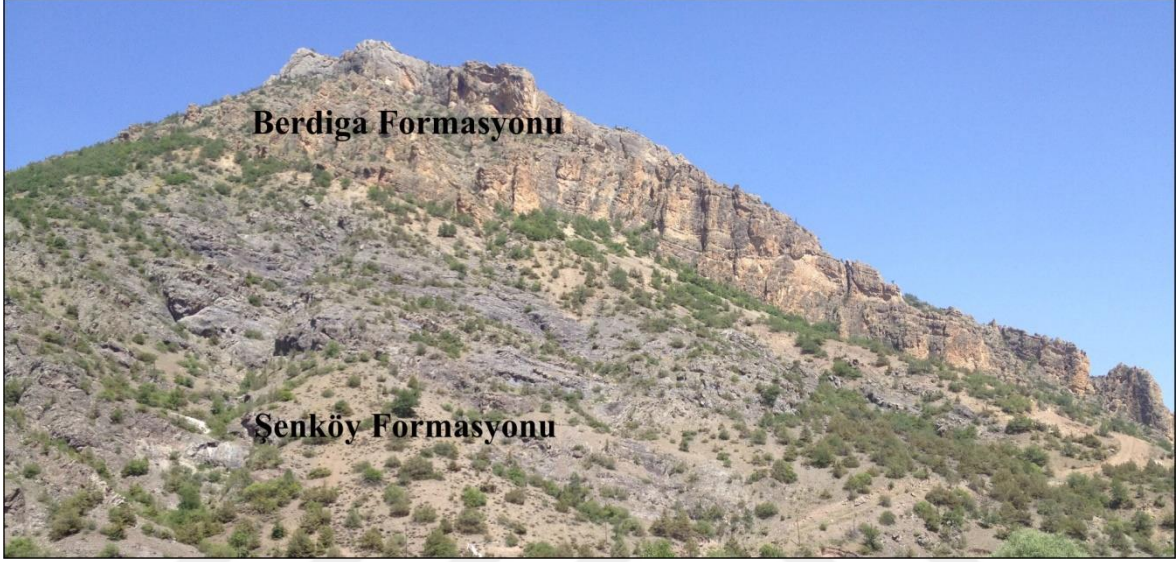
Gümüşhane Granitoidi'nin Pulur Metamorfitletlerini kesmesi ve Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu tarafından nonkonformite tip uyumsuzlukla üzerlenmesi, Pulur Metamorfitletlerinden daha genç, Erken Jura'dan daha yaşlı olduklarını gösterir. Yılmaz (1972) ve Tokel (1972) birimin Permiyen yaşlı olduğunu ve Hersiniyen orojenezine bağlı olarak ortama yerleştiğini belirtmişlerdir. Diğer taraftan, değişik araştırmacıların analitik yöntemlere dayalı jeokronolojik yaş tayinleri, birimin yaklaşık 107-360 My arasında değişen bir yaş aralığına sahip olduğunu ortaya koymaktadır (Çoğulu, 1975; Moore vd, 1980; Bergougnan, 1987; Topuz vd, 2010). Topuz vd, (2010) izotop analiz sonuçlarına dayanarak birimin Geç Karbonifer yaşlı olduğunu ifade etmiştir.

3.1.3. Şenköy Formasyonu

Birim, Kandemir ve Yılmaz (2003) tarafından Şenköy Formasyonu olarak adlandırılmış olup, adını tip kesitinin bulunduğu Şenköy (Gümüşhane) yöresinden alır. Farklı alanlardaki yüzeylenmeler farklı araştırmacılar tarafından Hamurkesen Formasyonu (Ağar, 1977; Güven, 1993; Kurt, 2006; Uğuz vd., 2011), Hacıören Formasyonu (Pelin, 1977), Zimonköy Formasyonu (Eren, 1983) ve Kelkit Formasyonu (Bergougnan, 1987; Okay ve Şahintürk, 1997) adları altında incelenmiştir.

Şenköy Formasyonu Doğu Pontid güney zonda, özellikle inceleme alanının yer aldığı Gümüşhane (KD Türkiye) yöresinde, geniş bir yayılım alanına sahiptir (Şekil 3.2).

Formasyonun litolojik olarak volkano-tortul özellikte oluşu, *Ammonitico-rosso* fasiyesini içermesi ve topoğrafik olarak yumuşak bir rölyefe sahip olması nedeniyle arazide diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Mescitli yöresinde Şenköy Formasyonu'na ait bazaltların arazi görünümü

Formasyon, farklı alanlarda temel kayaları oluşturan Gümüşhane Granitoidi ve Pulur Metamorfileri üzerine uyumsuzlukla gelir ve Berdiga Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 3.1). Formasyon, rift havza ortamlarında çökelmiş kayalardan oluşmuş olmasının bir sonucu olarak (Gedik vd, 1996, Aral ve Şahintürk, 1997; Yılmaz ve Kandemir, 2002; Kandemir, 2004), kısa mesafeler içerisinde, 2-2000 m arasında değişen kalınlıklar gösterir.

Formasyon, heterojen temel üzerine taban konglomeralarıyla başlayan rift çökellerinden oluşur. Farklı boyut ve geometrilerdeki rift havza çökelleri yanal ve düşey yönde farklı litolojik ve dokusal özellikler göstermekle birlikte, genel olarak çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, bazalt, andezit ve bunların piroklastlarının ardalandığı volkano-tortul serilerden oluşur (Eren, 1983; Görür vd, 1983; Gedik vd, 1996; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz ve Kandemir, 2002; Kandemir, 2004; Kurt, 2006; Uğuz vd., 2011). Yer yer yanal devamlılığı olmayan ince kömür damarları ve *Ammonitico-rosso* fasiyesinde kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşları içerir (Eren, 1983; Kandemir, 2004; Kandemir ve Yılmaz, 2009).

İnceleme alanının yer aldığı Gümüşhane (KD Türkiye) yöresinde birim kırmızı renkli, kalın-çok kalın katmanlı ve kötü boylanmalı taban konglomeraları ile başlar. Yapısal yükseltelerin bulunduğu kısımlarda konglomeraların hemen üzerine ve dereceli geçişli olarak yanal devamlılığı olmayan (yapısal yükseltilelerle sınırlı) *Ammonitico-rosso* fasiyesindeki kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşları gelir (Eren, 1983). Bol miktarda ammonit ve krinoid sapları içeren, ince-orta katmanlı biyomikritik kireçtaşları havzanın derinleşmesiyle birlikte, üste doğru, kırmızı renkli marn ve kilitaşlarına geçer. Formasyonun ana litolojisini oluşturan volkano-tortul serinin alt seviyelerini açık renkli kumtaşı, tuf ve tufit aralanması oluşturur. Kumtaşları orta-kalın katmanlı olup, yer yer çapraz katmanlaşma gösterirler ve bitki kırıntıları içerirler. Üste doğru tane boyu ve katman kalınlıkları giderek azalan kumtaşlarında, artan bitki kırıntı içeriğinin yanı sıra, pelecypod kavkı kırıntıları da ortaya çıkmaya başlar. Kumtaşı-çamurtaşı aralanması şeklinde devam eden ve yer yer bazalt, andezit ve bunların piroklastlarını ihtiva eden birimin en üst seviyelerini, bol miktarda pelecypod kavkı kırıntıları içeren yeşilimsi gri renkli çamurtaşı-kireçli kumtaşı ardışımı oluşturur.

Paleozoyik yaşlı heterojen temel üzerine nankonformiti tip uyumsuzlukla gelen ve Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenen Şenköy Formasyonu'nun özellikle içerdiği ammonit faunasına, dayanılarak birimin Erken Jura yaşlı olduğu belirtilmiştir (Eren, 1983; Hacıalioglu,1983; Taşlı, 1984; Yılmaz, 1992; Gedik vd, 1996; Kurt vd, 2006; Uğuz vd., 2011). Kandemir (2004) ve Kandemir ve Yılmaz (2009) birime ait kırmızı renkli biyomikrit ve marnlardan elde ettikleri *Agerina martana* (FARINACCI), *Involutina liassica* JONES, *Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Nodosaria* sp. gibi bentik foraminiferlere ve kömür katmanlarındaki *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Podozamites* sp., *Nilssonina* sp., *Ctenis* sp., *Ctenidodinium continuum* GOCHT, *Matonisporites equixinus*, *Dictyophyllidites harrisii*, *Gleicheniidites senonicus*, *Cerebropollenites mesozoicus*, *Cyathidites minor*, *Classopollis* spp. gibi polen, spor ve dinoflagellatlara dayanarak birimin yaşının Erken-Orta Jura olduğunu belirtmişlerdir.

Formasyonu oluşturan kayaçların kısa mesafeler içerisinde ani kalınlık ve fasiyes değişimleri göstermesi, fauna içeriği ve dokusal gelişimi farklı boyut ve geometrilere sahip rift havzalarındaki bir çökeliş işaret eder (Bektaş vd, 1987; Yılmaz, 1995, 2002; Okay ve Şahintürk, 1997; Kandemir 2004; Kandemir ve Yılmaz, 2009).

Heterojen temel üzerine nankonformiti tip uyumsuzlukla gelen formasyonun alt seviyelerindeki kırıntılı çökeller ve ince kömür ara seviyeleri geçiş ortamının kanıtlarını

taşır (Kandemir 2004; Kandemir; Yılmaz, 2009 ve Uğuz vd., 2011). Üst seviyelere doğru tane boyu ve katman kalınlıklarının azalmasının yanı sıra denizel faunanın giderek artan oranlarda gözlenmesi ve birimin platform karbonatları tarafından uyumlu olarak üzerlenmesi, tektonik hareketlerin giderek azalmasıyla birlikte ortamın denizel ortama, karbonat platformuna, dönüştüğünü ortaya koyar.

3.1.4. Berdiga Formasyonu

Birim ilk kez Pelin (1977) tarafından en iyi yüzeylenme verdiği Alucra (Giresun, KD Türkiye) yöresindeki Berdiga Dağlarına izafeten, Berdiga Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Aynı birimin farklı alanlardaki yüzeylenmeleri, değişik araştırmacılar tarafından Hozbirik Yayla Kireçtaşı (Ağar, 1977; Uğuz vd., 2011), Çalınıştepe Formasyonu (Turan, 1978), Zinav Kireçtaşı (Terlemez ve Yılmaz, 1980), Danzot Formasyonu (Kesgin, 1983) Ardıçlıgüney Formasyonu (Özer, 1983), Çaltaş Formasyonu (Bergougnan, 1987), Çaltepe Kireçtaşı (Akdeniz, 1988), Süllü Formasyonu (Boynukalın, 1990), Şahinkaya Formasyonu (Kurt vd, 2006) gibi adlar altında tanımlanmıştır.

Berdiga Formasyonu, Doğu Pontidler'in Güney Zonu'nda yaygın yüzeylenme alanlarına sahiptir (Şekil 3.2). Birimin inceleme alanındaki tipik yüzeylenmeleri Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane ve Hur yörelerinde yer almaktadır (Şekil 3.2).

Berdiga Formasyonu, litolojik yapısı ve morfolojik olarak sarp topoğrafyalar oluşturması nedeniyle arazide diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilir (Şekil 3.5).

Berdiga Formasyonu, Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir (Şekil 3.1). Kuzey Zonda Geç Kretase yaşlı Çatak Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenen formasyon, Güney Zonda Geç Kretase yaşlı Kındıralık Dere Formasyonu tarafından aşınma uyumsuzluğu ile üzerlenir. Kuzey zonda formasyonun uyumsuz olarak üzerlendiğine dair bir veri bulunmamaktadır (Okay ve Şahintürk, 1997).

Doğu Pontidler'de (KD Türkiye) yaklaşık 900 metreye kadar varan kalınlıklar sunan birim inceleme alanında yaklaşık 75-350 m arasında değişen bir kalınlığa sahiptir.

Doğu Pontidler'de (KD, Türkiye) geniş yayılım alanına sahip olan formasyon, platform karbonatlarından oluşur (Kırmacı, 1992). Yanal ve düşey yönde farklı litofasiyes özellikleri gösteren karbonatların alt seviyeleri yaygın olarak dolomitleşmiştir. Bununla birlikte, bazı alanlarda, özellikle Gümüşhane (KD, Türkiye) civarında, dolomitleşme tüm karbonat istifini kapsayacak boyutlardadır.



Şekil 3.5. Mescitli yöresinde Berdiga Formasyonu'nun arazi görünümü

Dolomitler, üste doğru bazı alanlarda giderek azalarak yerlerini dolomitik kireçtaşları ve kireçtaşlarına bırakmalarına karşın, diğer bazı alanlarda kireçtaşlarından net bir sınırla ayrılmaktadırlar. Dolomitik kireçtaşı seviyeleri, dolomitleştirici sıvıların göç yollarının bir sonucu olarak, bazı alanlarda çok az kalınlıklar sunarken, diğer bazı alanlarda çok daha büyük boyutlara erişebilmektedir (Kırmacı, 1992). Formasyonun üst seviyelerini oluşturan ve/veya dolomitleşmenin olmadığı alanlarda kireçtaşları yanal ve düşey yönde farklı litofasiyes özellikleri gösterir (Eren, 1983; Taslı, 1991; Taslı vd., 1999; Kırmacı, 1992, 2000). Bu litofasiyeslerin bazıları geniş yayılım alanlarına sahip olmasına karşın, diğer bazıları yersel özelliktedir (Kırmacı, 1992).

Formasyon Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. Üzerine gelen Geç Kretase yaşlı birimler tarafından bazı alanlarda, özellikle kuzey zonda uyumlu, diğer bazı alanlarda ise erozyonel uyumsuzlukla üzerlenmesi, birimin Geç Jura-Erken Kretase zaman aralığında çökelmiş olduğuna işaret eder. Diğer taraftan, birim içerisinde tespit edilen *Montsalevia* aff. *M. salevensis* CHAROLLAIS (BRÖNNIMANN & ZANINETTI), *Haplophragmoides joukovskyi charollais* (BRÖNNIMANN & ZANINETTI), *Haplophragmoides cf. globosus* LOZO, *Arenobulimina cochleata* (ARNAUD-VANNEAU), *Arenobulimina chapmani* (CUSHMAN), *Belorussiella textularioides* (REUSS), *Belorussiella taurica* (GORBATHCHIK), *Vercorsella laurentii/camosaurii* (SARTONI & CRESCENTI), *Vercorsella scarsellai* (DE

CASTRO); *Vercorsella arenata* (ARNAUD-VANNEAU & SLİTER); *Novalesia cornicopia* (ARNAUD-VANNEAU), *Pseudolituonella gavonensis* FOURY, *Neotrocholina aptiensis* (IOCHEVA), *Pseudonummoloculina* aff. *P. aurigerica* (CALVEZ), *Praechrysalidina infracretacea* (LUPERTO-SINNI), *Pseudolituonella gavonensis* FOURY gibi bentik foraminifer ve *Angioporella* cf. *neocomiensis* CONRAD ve MASSE, *Alpinella hispanica* (CONRAD ve GRABEN), *Bakalovella* cf. *elitzae*; *Clypeina parasolkani* FARINACCI & RADOICIC, *Clypenia* cf. *radici*, *Cylidroporella* cf. *taurica*, *Falsolikanella nerae* (DRAGASTAN, BUCUR ve DEMETER), *Montenegrella tuberifera* SOKAC&NIKLER, *Rajkaella iailensis* MASLOV, *Salpingoporella circassa* FARINACCI ve RADOICIC, *Salpingoporelleamuehlbergii*, *Salpingoporella* cf. *stinhauseri* CONRAD, *Salpingoporella* cf. *pygmaea*, *Similiclypeina conradi* BUCUR, *Similiclypeina* aff. *somalica* (CONRAD, PEYNERNES ve MASSE), *Suppiluliumaella* aff. *gocanini* RADOICIC, *Suppiluliumaella* aff. *praebalkanica* BAKALOVA, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Cayeuxia* sp. *Arabicodium* sp. vb. alg flora içeriğine dayalı olarak birimin Geç Jura-Erken Kretase yaşlı olduğu ortaya konulmuştur (Eren, 1983, Taslı, vd., 1999, Bucur vd., 2000; Kırmacı, 1992).

Formasyonu oluşturan karbonatların yanal ve düşey yöndeki litofasiyes gelişimi ve fauna içeriği, bu kayaçların, gel-git üstünden platform kenarı kırığına (yamaca) kadar değişen geniş bir şelf ortamında çökeldiğini gösterir (Taslı, 1991; Kırmacı, 1992).

3.1.5. Kındıralık Dere Formasyonu

Birim Pelin (1977) tarafından Kındıralık Dere Formasyonu olarak adlandırılmış olup, adını en iyi yüzeylendiği Kındıralık Dere (Giresun, KD Türkiye) yöresinden alır. Doğu Pontid Güney Zonu'nda, Gümüşhane yöresinde, birime ait yüzeylenmeler diğer Geç Kretase yaşlı birimlerle birlikte değerlendirilerek Tokel (1972) tarafından Kermutdere Formasyonu, Kurt vd (2006) ve Uğuz vd. (2011) tarafından ise Mescitli Formasyonu adı altında incelemiştir.

Kındıralık Dere Formasyonu Doğu Pontid güney zonunda, yaklaşık doğu-batı yönünde, geniş yayılım alanlarına sahiptir (Şekil 3.2).

Birim arazide yumuşak rölyefi, karakteristik sarımsı rengi ve litolojik yapısı ile diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6. Mescitli yöresinde Kındıralık Dere Formasyonu'nun arazi görünümü

Kındıralık Dere Formasyonu, Berdiga Formasyonu üzerine erozyonal uyumsuzluk ile gelir ve Elmalıdere Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 3.1).

Birimin tip kesitinde ölçülen kalınlığı 50 metre (Pelin, 1977) olmasına karşın, genel olarak 15-25 m. arasında değişen ortalama bir kalınlığa sahiptir. Bununla birlikte, bazı alanlarda birim yanal yönde inceliş giderek yok olabilmektedir.

Formasyon, düşey yönde hemen hemen homojen bir görünüme sahip olmasına karşın, yanal olarak konglomeralardan kalkarenitlere ve kalsilütütlere kadar değişen litofasiyeler sunar. Birim, karbonat platformunun parçalanması sonucu oluşan rift havza çökellerinden meydana gelmiş olması nedeniyle, fay düzlemlerine yakın alanlarda kalın katmanlı ve çakılları Berdiga Formasyonu'ndan türeme monojenik konglomeralarla temsil olur. Bununla birlikte formasyonun hâkim litolojisini üste doğru kil matriks oranının giderek arttığı ve/veya kireç çamurtaşlarına (kalsilütütlere) dönüştüğü, orta derecede tutturulmuş orta-kalın katmanlı kalkarenitler oluşturur.

Pelin (1977) formasyonun taban seviyelerindeki *Nerinea schiosensis* PARONA, *Nerinea requieriana* d'ORBIGNY, *Actaeonella syriaca* CONRAD ve *Actaeonella cf. glandiformis* ZEKELI makro fauna ile en üst seviyelerindeki *Globotruncana linnei* (d'ORBIGNY), *Globotruncana cf. tricarinata* (QUEREAU), *Globotruncana lapparenti*

BOLLI, *Globotruncana* cf. *Paraventricosa* (HOFKER) vb. mikro faunaya dayanarak birimin yaşını Turoniyen-erken Senoniyen olarak belirlemiştir.

Birim, Erken Kretase sonunda kara durumunda olan karbonat platformunun Geç Kretase'nin erken safhalarında genişlemeli tektonik hareketlere bağlı olarak blok faylanmalar sonucu kırılıp, giderek derinleşen bir ortamda çökelmiştir. Formasyonun alt seviyelerindeki *Nerinea*'lı kalkarenitlerin en üst seviyelerde yerini ince katmanlı *Globotruncana*'lı kalsisitlere bırakması bunun bir kanıtı olarak görülebilir (Pelin, 1977).

3.1.6. Elmalı Dere Formasyonu

Birim ilk kez Pelin (1977) tarafından Elmalı Dere Formasyonu olarak adlandırılmış olup, adını en iyi yüzeylenme verdiği Elmalı Dere (Alucra, Giresun) yöresinden almıştır. Doğu Pontid Güney Zonda, Gümüşhane yöresinde, birime ait yüzeylenmeler diğer Geç Kretase yaşlı birimlerle birlikte değerlendirilerek Tokel (1972) tarafından Kermutdere Formasyonu, Kurt vd. (2006) ve Uğuz vd. (2011) tarafından ise Mescitli Formasyonu adı altında incelemiştir. Kuzey zonda ise litolojik ve stratigrafik olarak bu birimle benzer olan yüzeylenmeler farklı bir formasyon içerisine dahil edilerek tanımlanmıştır.

Elmalı Dere Formasyonu Doğu Pontid güney zonunda, yaklaşık doğu-batı yönünde, geniş yayılım alanlarına sahiptir (Şekil 3.2).

Formasyon, şarap kırmızısı renkli mikritik kireçtaşları ile karakteristik olup, arazide bu özelliği ile kılavuz seviye görevi taşımakta ve diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilmektedir (Şekil 3.7). Elmalı Dere Formasyonu, Kındıralık Dere Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir ve Tepeköy Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 3.1).

Formasyonun tip kesit yerinde ölçülen kalınlığı 50 metre (Pelin, 1977) olmasına karşın, farklı bölgelerdeki yüzeylenmelerde bu kalınlık 5-10 metreye kadar düşebilmektedir. Birimin inceleme alanındaki kalınlığı yaklaşık 5-15 metre arasında değişir.

Birim, genel olarak ince-orta katmanlı, şarap kırmızısı renkli ve bol *Globotruncana* içeren biyomikritik kireçtaşlarından, fauna bakımından oldukça fakir çamurtaşına kadar değişen bir litolojik yapıya sahiptir. Birim inceleme alanında, katman kalınlıkları 5-20 cm. arasında değişen, şarap kırmızısı renkli ve bol *Globotruncana* içeren biyomikritlerle temsil olunmaktadır.



Şekil 3.7. Pirahmet yöresinde (Gümüşhane) Elmalı Dere Formasyonu'nun arazi görünümü

Pelin (1977), Turoniyen-erken Senoniyen yaşlı Kındıralık Dere Formasyonunu uyumlu olarak üzerleyen birime ait kireçtaşlarında saptadığı *Globotruncana linnei*, *Globotruncana gr. arca-convexa*, *Globotruncana cf. corinata* BOLLI, *Globotruncana cf. arca* (CUSHMAN), *Globotruncana cf. lapparenti* BOLLI, *Globotruncana cf. tiricarinata* (QUEREAU) faunaya dayanarak Kampaniyen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Türk-Öz (2015), Doğu Pontidler Kuzey Zonunda formasyona eşdeğer birimlerden elde ettiği çok sayıdaki *Globotruncana* ve radyolarya türlerine dayanarak, bu kayaçların Koniasiyen-erken Santoniyen yaşlı olduğunu ortaya koymuştur.

Formasyonu oluşturan kayaçların litolojik yapısı ve fauna içeriği derin deniz, yamaç önü-havza ortamındaki bir çökelimi işaret eder (Pelin, 1977; Türk Öz, 2015).

3.1.7. Tepeköy Formasyonu

Birim ilk kez Pelin (1977) tarafından Tepeköy Formasyonu olarak adlandırılmış olup, adını tipik olarak yüzeylendiği Tepeköy (Alucra, Giresun) mevkiinden alır. Tokel (1972) ve Güven (1993), Gümüşhane yöresinde birime ait yüzeylenmeleri, Kındıralık Dere ve Elmalı Dere Formasyonu'na ait kayaçları da kapsayacak şekilde, sırasıyla, Kermutdere ve Mescitli Formasyonu adı altında incelemişlerdir.

Doğu Pontidler Güney Zonda yaygın olarak yüzeylenen birim, inceleme alanında Kındıralık Dere ve Elmalı Dere formasyonlarının bulunduğu alanlarda yüzeylenir (Şekil 3.2).

Tepeköy Formasyonu, litolojik yapısı ve topoğrafik olarak yumuşak bir rölyef oluşturması gibi özellikleriyle arazide diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilir (Şekil 3.8).



Şekil 3.8. Mescitli yöresinde, Tepeköy Formasyonu'nun arazi görünümü

Formasyon, Koniasiyen-erken Santoniyen yaşlı Elmalı Dere Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir ve Eosen yaşlı birimler tarafından açısız uyumsuzlukla üzerlenir (Şekil 3.1).

Yaygın olarak yüzeylendiği Doğu Pontid güney zonunda oldukça kalın istifler sunan birimin tip kesitinin bulunduğu alandaki kalınlığı yaklaşık 900 m'dir (Pelin, 1977).

Formasyon inceleme alanında yaklaşık 300 m'lik bir kalınlığa sahiptir (Uğuz vd., 2011).

Türbiditik özellikli formasyon yer yer dasitik tuf ve volkanik breş ara tabakaları içeren, sarımsı yeşil-gri renkli kumtaşı-kiltaşı/marn ardalanmasından oluşur. İnceleme alanında, kumtaşları orta-kalın katmanlıdır ve kilttaşlarına nazaran daha baskın durumdadır. Ayrıca kumtaşı katmanlarında yer yer Bouma sekansının belli bölümleri (genellikle üstten eksik) gözlenir ve alt yüzeylerinde tortul yapılar karakteristiktir. Bu özellikler, inceleme alanında birimin ortaç türbiditler tarafından temsil edildiğini gösterir.

Pelin (1977) birime ait killi biyomikritlerden elde ettiği *Globotruncana gr. arcaconvexa*, *Globotruncana cf. elevata* (BROTZEN), *Globotruncana gr. stuarti-stuartiformis*, *Globotruncana gr. linnei* d'ORBIGNY, *Globotruncana gr. inflata* BOLLI, *Globigerina subotina*, *Discocyclina sp.* ve *Globorotalia sp.* faunasına dayanarak birimin Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Buna karşın, Uğuz vd. (2011) birimin inceleme alanındaki yüzeylenmelerinden elde ettiği çok sayıdaki nanno-plankton türlerine dayanarak yaşını Koniasiyen-Maastrichtiyen ile sınırlandırmıştır.

Formasyonu oluşturan kayaçların litolojik özelliği, litofasiyes gelişimi ve fauna içeriği, bu kayaçların derin deniz ortamında, kıta yokuşu-havza düzlüğü arası bir ortamdan, çökeldiğini gösterir.

3.1.8. Kabaköy Formasyonu

Birim ilk kez Güven (1993) tarafından Kabaköy Formasyonu olarak tanımlanmış olup, adını en iyi yüzeylenme verdiği Kabaköy (Gümüşhane) yöresinden alır. Birim Tokel (1972) tarafından Alibaba Formasyonu, Korkmaz (1993) tarafından Foldere Formasyonu ve Kurt vd (2006) tarafından ise Tonya Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Birim, inceleme alanında oldukça geniş bir yayılım alanına sahiptir (Şekil 3.2). Formasyon arazide litolojik yapısı ve topoğrafik olarak yumuşak tepeleri oluşturması ile diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilir (Şekil 3.9). Ayrıca, birimin tabanında yer alan çok kalın ve/veya masif Nummulitli kumlu kireçtaşı seviyesi, arazide kılavuz seviye özelliği taşır.

Kendinden yaşlı birimleri aşıl uyumsuzlukla üzerleyen birim Kuvaterner yaşlı traverten ve alüvyon gibi karasal çökeller tarafından aşıl uyumsuzlukla üzerlenir (Şekil 3.1).



Şekil 3.9. Kabaköy Formasyonu'nun arazi görünümü

Formasyonun ölçülebilir kalınlığı yaklaşık 700-750 m'dir (Güven, 1993; 1998; Kurt, 2006).

Kabaköy Formasyonu litolojik olarak, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, marn ve çamurtaşı ara tabakaları içeren masif veya kalın katmanlı bol ojit ve hornblendli bazalt, andezit ve bunların piroklastlarından oluşan volkano-tortul bir istif özelliğindedir. Taban konglomerası ile başlayan birimin alt seviyelerini orta-kalın katmanlı, sarı renkli kumtaşı, bol *Nummulit* içeren kumlu kireçtaşı ve çamurtaşı katmanları oluşturur. Bu kayalar üstte doğru kumtaşı ve çamurtaşı ara tabakaları içeren masif ve/veya çok kalın katmanlı andezit, bazalt ve bunların piroklastlarına geçerler. Bazı alanlarda birimin en üst seviyeleri kalın çakıltaşı katmanlarıyla ardalanmış, koyu gri-siyahımsı renkli kumtaşı-çamurtaşı katmanları tarafından temsil olunur.

Geç Kretase yaşlı birimler üzerine aşıl uyumsuzlukla gelen birimin yaşı, tabanındaki sarı renkli kumtaşı ve kumlu kireçtaşı katmanlarından elde edilen *Nummulites* cf. *globulus* LEYMERIE, *Assilina* cf. *exponens* SOWERBY, *Assilina* cf. *spira*, *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., *Actinocyclina* sp., *Amphistegina* sp. ve *Alveolina* sp. gibi formlara dayanılarak, Erken-Orta Eosen olarak belirlenmiştir (Güven, 1998; Korkmaz, 1993; Kurt vd, 2006; Kılıç, 2009). Diğer taraftan, Yücel (2013), ⁴⁰Ar-³⁹Ar metoduyla birimin 43,2-44,7 My bir yaş aralığına (Orta Eosen-Lütesiyen)sahip olduğunu ifade etmiştir.

Kabaköy Formasyonunu oluşturan kayaların litolojik gelişimi ve fauna içeriği bu kayaların transgressif özellikteki kıyı fasiyesi-sığ denizel ortam koşullarında çökeldiğini gösterir.

3.1.9. Kaçkar Granitoidi

İlk kez Güven (1998) tarafından Kaçkar Granitoidi olarak adlandırılan birim, adını Rize (KD, Türkiye) İlinin güneyinde yer alan Kaçkar Dağları'ndan alır.

Birim Doğu Pontidler'de, yaklaşık doğu-batı yönünde, batolit, stok ve dayklar şeklinde geniş yüzeylenme alanlarına sahiptir (Şekil 3.2).

Kaçkar Granitoidi, bazı alanlarda Eosen ve öncesi yaşlı birimleri kesmesine karşın, diğer bazı alanlarda Eosen ve daha genç birimler tarafından nankonformiti tip uyumsuzlukla üzerlenir (Şekil 3.1).

Birim genel olarak granitten diyorite kadar değişen bileşimdeki mağmatik kayalardan oluşur (Güven, 1998; Kurt vd, 2006; Uğuz vd., 2011). Genel olarak granitoid plütonların merkezi kısımları holokristalen taneli dokulu granitik bileşimli kayalarla temsil olunur ve bu kayalar, kenar zonlara doğru açık renkli ve ince taneli granodiyoritlere geçiş gösterir (Kurt vd, 2006). Kenar zonlarda, ayrıca, kloritleşme, serisitleşme ve kalsitleşme gibi alterasyon ürünleri yaygın olarak görülür. Granitoidin bir diğer önemli özelliği, açık renkli granit kütleleri içerisinde, mafik intrüzyonların sokulumuyla meydana gelen magma mingling yapılarını içermesidir (Uğuz vd., 2011). Bu yapı, arazide, değişik şekil ve boyutlarda, koyu renkli ve çoğunlukla diyoritik bileşimli anklavların açık renkli granit kütleleri içerisinde kümelenmeleri şeklinde gözlenmektedir.

Kaçkar Granitoidi'nin farklı alanlardaki yüzeylenmelerine ait K-Ar, fizyon-trak ve Rb-Sr yöntemlerine dayalı yaş tayinleri, birimin yaklaşık 43-135 milyon yıl (Geç Kretase-Eosen) arasında değişen bir yaş aralığına sahip olduğunu ortaya koymuştur (Kurt vd, 2006; Karşlı vd, 2012; Kaygusuz vd, 2014; Delibaş vd, 2016, Eyüboğlu vd., 2017).

3.2. Litofasiyes

Doğu Pontidler'de, özellikle güney zonda yaygın olarak yüzeylenen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları, düşey ve yanal yönde farklı litofasiyes özellikleri gösterir (Kırmacı, 1992). Bu litofasiyesler, Mescitli yöresinde alttan üste doğru: 1) Dolomit litofasiyesi, 2) Bentik foraminiferli istiftaşı litofasiyesi, 3) Allohton biyoklastik/peloidli tanetaşı litofasiyesi, 4) Sünger spiküllü istiftaşı-vaketaşı litofasiyesi ve 5) Allohton biyoklastik istiftaşı litofasiyesi; Kuşakkaya yöresinde, alttan üste doğru, 1) Dolomit litofasiyesi ve 2) Peloidli istiftaşı-vaketaşı litofasiyesi; Eski Gümüşhane yöresinde 1)

Dolomit litofasiyesi ve Hur yöresinde ise, alttan üste doğru, 1) Ooidal tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi, 2) Çamurtaşı litofasiyesi, 3) Kumtaşı kumlu kireçtaşı litofasiyesi, 4) Dolomit litofasiyesi ve 5) Tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi ile temsil olunmaktadır. Gümüşhane yöresindeki farklı lokasyonlardan alınan ölçülü stratigrafik kesitlerin sedimentolojik incelemeleri, platform karbonatlarının baskın olarak dolomit litofasiyesinden oluştuğunu ve aşağıda özetlenen miktofasiyes bulgularını ortaya koymuştur.

3.2.1. Mescitli Ölçülü Stratigrafik Kesiti (ÖSK-1)

Mescitli (Gümüşhane, KD Türkiye) yöresinde, Berdiga Formasyonu'nda kayaçların dokusal gelişimi, allokem ve ortokem içeriğine bağlı olarak 5 litofasiyes tanımlanmıştır. Bunlar alttan üste doğru (Şekil 3.10 ve Şekil 3.12):

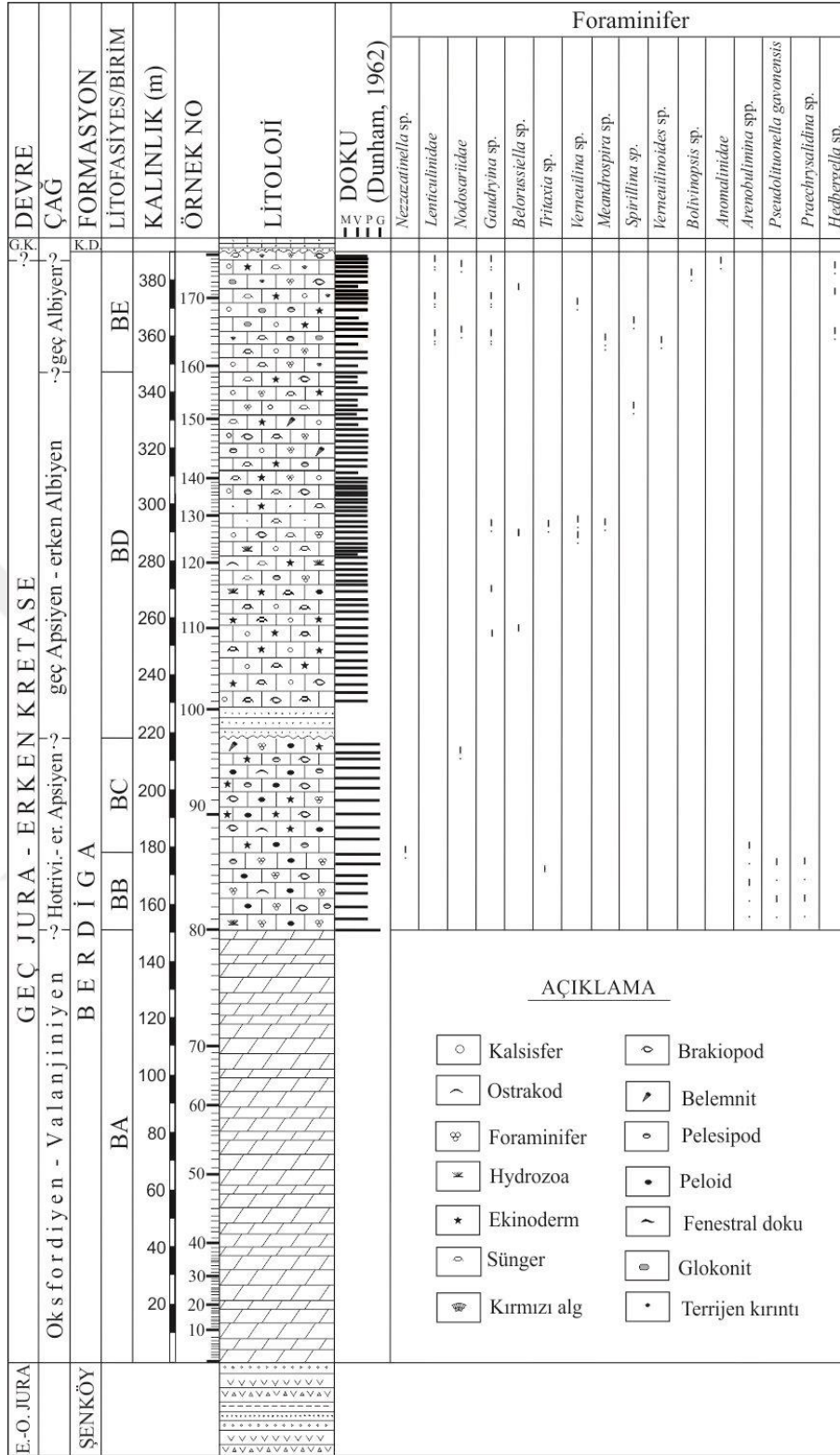
- Dolomit Litofasiyesi (Birim AA),
- Bentik Foraminiferli-İstiftaşı Litofasiyesi (Birim AB),
- Alloktan Biyoklastik-Peloidli Tanetaşı Litofasiyesi (Birim AC),
- Sünger Spiküllü İstiftaşı-Vaketaşı Litofasiyesi (Birim AD) ve
- Alloktan Biyoklastik İstiftaşı Litofasiyesi (Birim AE).

3.2.1.1. Dolomit Litofasiyesi (AA)

İnceleme alanında, formasyonun alt seviyelerini oluşturan Dolomit litofasiyesi, Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir ve bentik foraminiferli istiftaşı litofasiyesi tarafından net bir dokanakla ve uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 3.10, Şekil 3. 11 ve Şekil 3. 12). Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 150 metre olup, katman kalınlıkları, genel olarak, 0.5-1 metre arasında değişir. Bununla birlikte, katmanlar birkaç farklı seviyede masif, lamine ve breşik yapıdadır.

Ayrıca, litofasiyesin alt kesimlerinde ve ara seviyeler halinde, boyutları 3-5 cm arasında değişen ve katmanlaşmaya paralel olarak gelişen koyu kahve-siyahımsı renkli çört yumruları (nodülleri) gözlenir (Şekil 3. 11D).

Dolomit katmanlarının taze yüzeyleri gri-bej, dış yüzeyleri ise bej-açık kahverengimsi renklidir. Çatlaklar boyunca dış yüzeyler açık kırmızımsı/kahverengimsi renkli bir görünüme sahiptir.



Şekil 3.10. Berdiga Formasyonu'nun Mescitli (Gümüşhane, KD Türkiye) yöresindeki litofasiyes gelişimini ve foraminiferlerin stratigrafik dağılımını gösteren stratigrafik kolon kesiti

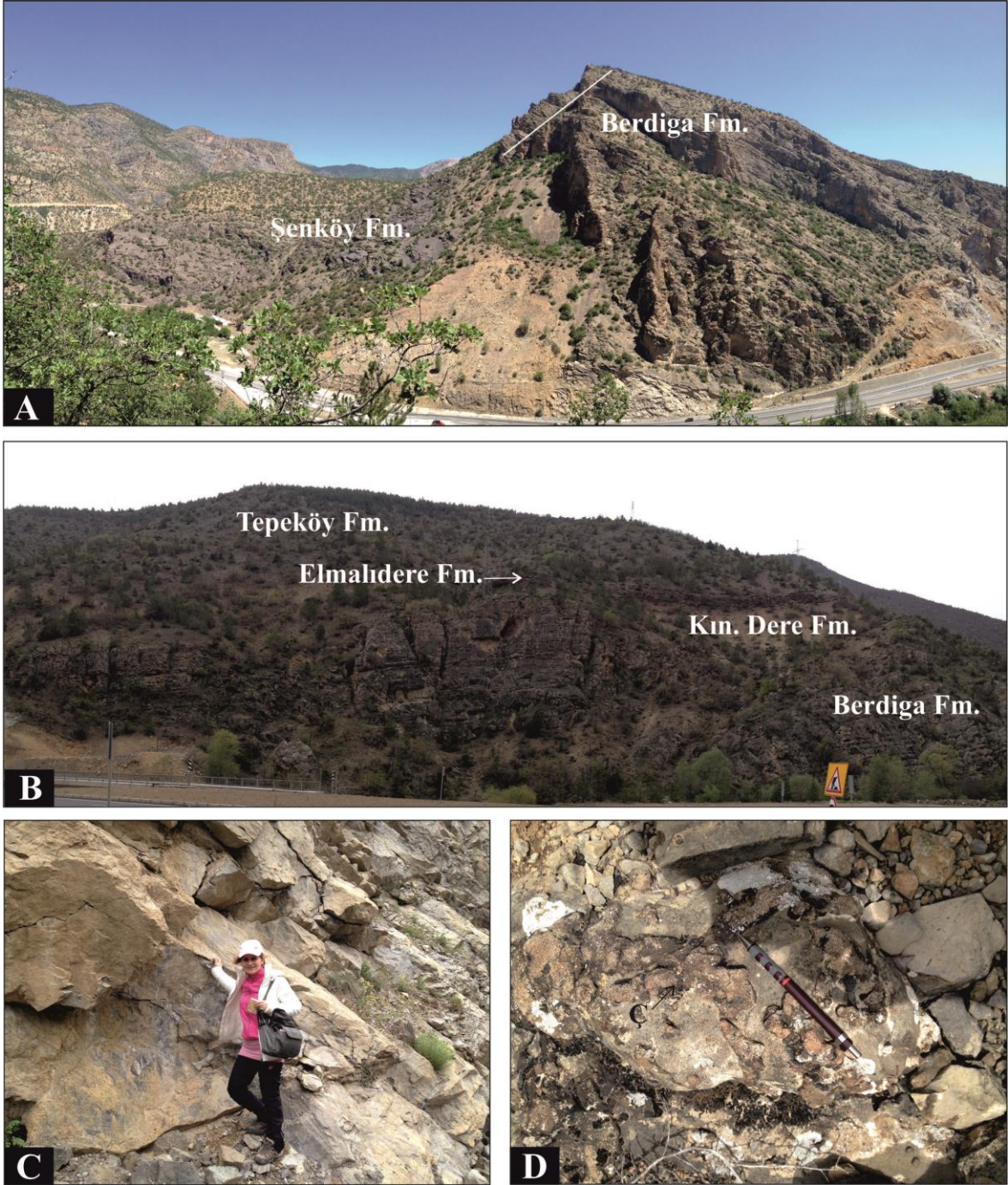
Litofasiyese yaş verebilecek herhangi bir paleontolojik veri bulunmamaktadır (Şekil 3.10 ve Şekil 3. 12). Bununla birlikte litofasiyesin Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmesi ve Hotriviyen-Apsiyen yaşlı ‘Bentik foraminiferli istiftaşı litofasiyesi’ tarafından uyumlu olarak üzerlenmesi yaşının Aaleniyen-Valanjiniyen olabileceğini gösterir.

3.2.1.2. Bentik Foraminiferli İstiftaşı Litofasiyesi (AB)

Litofasiyes, inceleme alanında, dolomit litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelir ve peloidli iskeletsel kırıntılı tanetaşı litofasiyesi ile uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 3.10). Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 30 metre olup, katman kalınlıkları 0.5-1.5 m arasında değişir. Litofasiyes, arazide, Dolomit Litofasiyesinden gri-koyu gri rengi ve farklı litolojik özellikleriyle kolayca ayırt edilebilmesine karşın, üstündeki ‘Allokton biyoklastik/peloidli istiftaşı’ litofasiyesinden ayrımı mikroskobik özellikleriyle mümkün olabilmektedir.

Litofasiyes, bir kaç farklı seviyede gözlenen vaketaşı ve en üst seviyedeki biyoklastik tanetaşı (hâkim olarak gastropod, pelesipod ve bentik foraminifer içerir) katmanları hariç, tamamen istiftaşı dokusal özelliğinde gelişmiştir (Şekil 3.10 ve Şekil 3.12).

Litofasiyesteki karbonatlı tanelerin önemli bir kısmını iskeletsel taneler, az bir kısmını ise intraklastlar ve pelloidler oluşturur. İskeletsel taneler katmanlar içerisinde, hacimsel olarak, yaklaşık %20-40 arasında değişen oranlarda gözlenir. Bunlar çoğunlukla biyomorf, diğer az bir kısmı da biyoklast şeklindedir. İskeletsel tanelerin hemen tamamı kalınlıkları yaklaşık 5-30 mikron arasında değişen mikritik zarflanmalar içerir. Bazı iskeletsel tanelerde mikritik zarflanma, özellikle bentik foraminiferlerde, tüm kavkıyı kapsayacak şekilde gelişmiştir. İskeletsel tanelerin önemli bir kısmını bentik foraminiferler ve bolluk sırasına göre gastropod, pelesipod, ostrakod ve dasiklad algler oluşturur. Bentik foraminiferler biyomorf yapıda olup, içleri sparikalsitle doldurulmuştur.



Şekil 3.11. Mescit yöresinde, Berdiga Formasyonu'ndan alınan ölçülü stratigrafik hattı (A), formasyonun üst kesimleri (B), allokton biyoklastik istif taşı litofasiyesi (C) ve kesitin bazı seviyelerinde yer alan çörtlü kireçtaşları (D), Ç:çörtler

Litofasiyes içerisinde *Pseudolituonella gavonensis* FOURY, 1968, *Arenobulimina* spp., *Praechrysalidina* sp., miliolidae ve textularidae gibi çeşitli formlarla temsil olunurlar (Şekil 3.10).

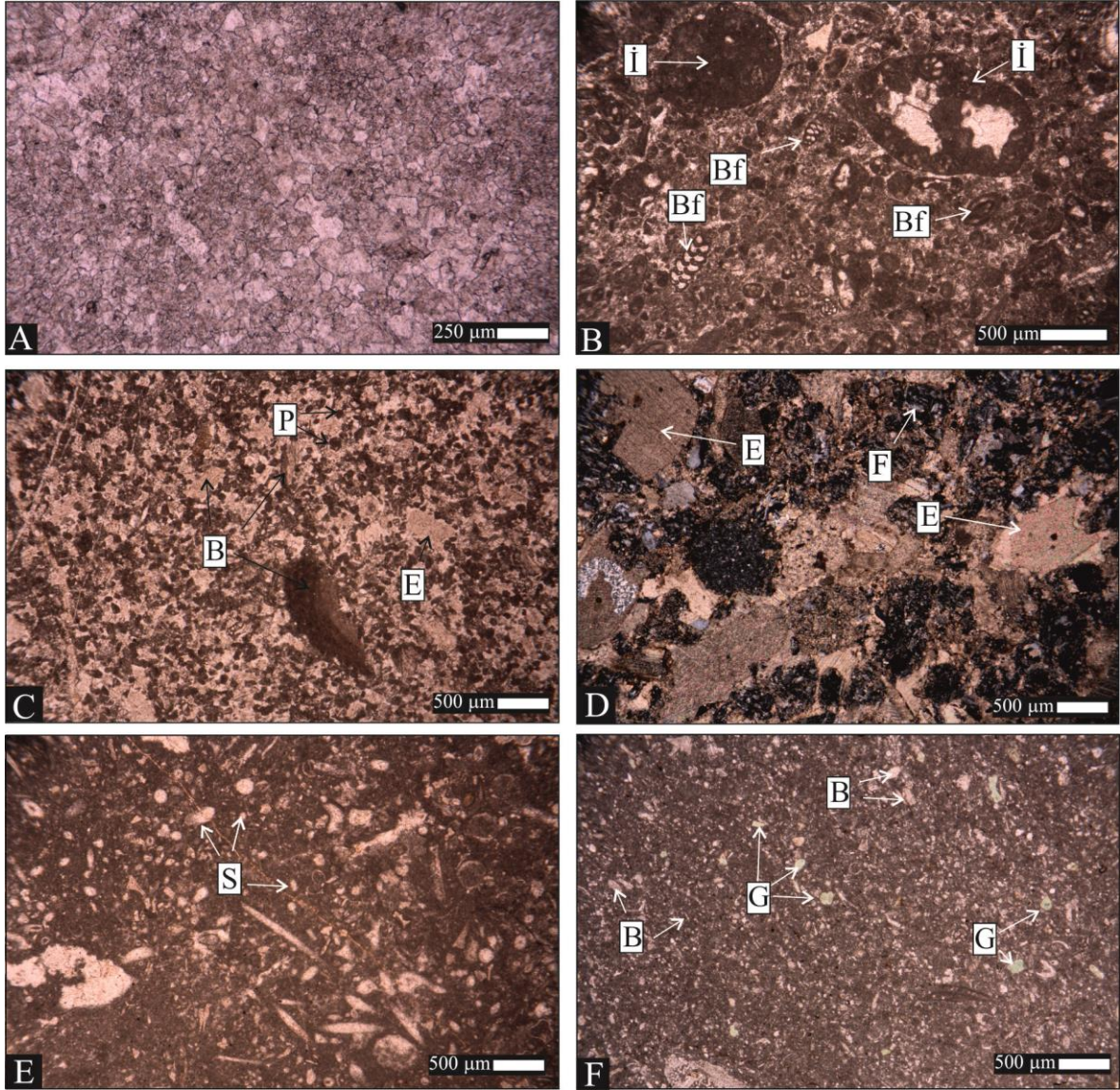
İntraklastlar litofasiyes içerisinde hacimsel olarak yaklaşık %10-35 arasında değişen oranlarla temsil olunur. Boyutları yaklaşık 200 µm-3 mm arasında olup, ince-kesitlerde hemen hemen eş boyuttadırlar ve dağılımları homojendir. Genel olarak yuvarlak-yarı yuvarlak şekilli olup, nadiren sınırları düzensiz olanlar da mevcuttur. Büyük bir kısmı iç yapısız mikritik tanelerden, çok az bir kısmı ise iç yapılı tanelerden oluşur. İç yapı göstermeyenler iç yapılı olanlara nazaran daha küçük boyutlu olup, peloidlerden boyut ve şekilleriyle ayırt edilirler. İç yapı gösteren intraklastların tane içi bileşenleri çevre bileşenlerle benzerdir ve sınırları genellikle tane içi bileşenlerin sınırlarına teğet olacak şekilde gelişmiştir.

Peloidler litofasiyes içerisinde en az bulunan karbonatlı taneleri oluşturur. Kayaçlar içerisindeki bulunuş oranları, hacimsel olarak yaklaşık %10-25 arasında değişmesine karşın, nadir olarak bazı ince kesitlerde bu oran %60'lara ulaşır. 50-150 µm arasında değişen boyutlarda olan peloidlerin baskın tane boyu yaklaşık 50 µm civarındadır. İnce kesitlerde yaklaşık eş boyutlu bir görünüme sahiptirler ve kayaç içerisindeki dağılımları homojendir. Peloidler içyapısız olup, genel olarak yuvarlak ve/veya elipsoidal şekildedirler.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların gözenekliliği (porozitesi), hacimsel olarak, yaklaşık %5-15 arasında değişir. Gözeneklerin önemli bir kısmı tane arası, diğer çok az bir kısmını ise çatlak, vuggy/moldik ve tane içi gözenekler şeklinde olup kalsit çimentolar (özellikle duru sparikalsit, çok daha az olarak da sintaksiyal ve mozaik kalsit) tarafından doldurulmuşlardır.

Litofasiyesin yaşı, stratigrafik konumu ve içerdiği *Pseudolituonella gavonensis* FOURY, 1968, *Arenobulimina* spp., *Praechrysalidina* sp., gibi bentik foraminifer topluluğuna göre Hotriviyen-erken Apsiyen olarak belirlenmiştir (Şekil 3.4).

Litofasiyesi oluşturan katmanların içerdiği organizma toplulukları (özellikle bentik foraminifer toplulukları) ve dokusal gelişimleri çökel ortamının genel olarak düşük-orta enerjili, sığ gelgit altı lagünel özellikteki iç platformu (8nci Fasiyes Zonu; Wilson, 1975) işaret eder.



Şekil 3.12. Mescitli (Gümüşhane, KD Türkiye) yöresinde Berdiga Formasyonu'nu oluşturan litofasiyeleri gösteren fotomikrograflar: A) Dolomit litofasiyesi (Birim AA), B) bentik foraminiferli istiftaşı litofasiyesi (Birim AB), C) Allohton biyoklastik/peloidli tanetaşı litofasiyesi (Birim AC), D) Sünger spiküllü vaketaşı-istiftaşı litofasiyesinin tabanındaki kumtaşı, E) Sünger spiküllü vaketaşı-istiftaşı litofasiyesi (Birim AD), F) Allohton iskeletsel taneli istiftaşı litofasiyesi (Birim AE), İ: intraklast, Bf: bentik foraminifer, B: biyoklast, E: ekinit, P: peloid, S: sünger spikülleri, G: glokonit, F: feldispat

3.2.1.3. Allohton Biyoklastik-Peloidli Tanetaşı Litofasiyesi (AC)

Litofasiyes, inceleme alanında, 'Bentik foraminiferli istiftaşı litofasiyesi' üzerine uyumsuz olarak gelir ve 'Sünger spiküllü istiftaşı-vaketaşı litofasiyesi' tarafından uyumlu

olarak üzerlenir. Litofasiyes, bu iki litofasiyes ile net bir dokanak ilişkisine sahiptir. Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 40 metre olup, katman kalınlıkları 25-75 cm. arasında değişir. Makroskobik olarak alt ve üstündeki litofasiyeslerle renk, katman kalınlıkları vb. benzerlikler göstermesi nedeniyle onlardan ancak mikroskobik olarak ayırt edilebilmektedir. Ayrıca, litofasiyesin bazı katmanlarında boyları bir kaç santimetereye varan büyüklüklerde çört nodülleri yer almaktadır (Şekil 3. 11).

Litofasiyes tamamen tanetaşı dokusal özelliğinde gelişmiştir (Şekil 3.10 ve Şekil 3. 12). Karbonatlı tanelerin önemli bir kısmını pelloidler ve iskeletsel taneler, çok az bir kısmını ise intraklastlar oluşturur.

İskeletsel taneler, hacimsel olarak, yaklaşık %20-60 (çoğunlukla %20-40) arasında değişen oranlardadır. Büyük bir kısmını ekinoderm, brakiopod, pelesipod ve belemnit kırıntıları, diğer bir kısmını ise küçük bentik foraminiferler oluşturur. İnce kesitlerde, küçük bentik foraminiferler hariç, diğer iskeletsel tanelerin tamamı biyoklastlar şeklindedir. Bunların hemen tamamı ortama taşınmış olmaları nedeniyle değişik boyut ve şekillere sahiptir ve brakiopod kavkıları hariç, diğerlerinde mikritik zarflanma görülmez.

Peloidler, litofasiyes içerisinde en bol bulunan karbonatlı bileşenleri oluşturur. Bunların kayaçlar içerisindeki bulunuş oranları, hacimsel olarak, yaklaşık %25-60 (çoğunlukla %35-50) arasında değişir. Peloidler bazı örneklerde karbonatlı tanelerin hemen tamamına yakın kısmını teşkil eder. Yuvarlak ve elipsoidal şekilli olup, içyapı göstermezler. Boyutları yaklaşık 30-130 mikron arasında değişmesine karşın, ince-kesitlerde yaklaşık eş boyutludurlar ve dağılımları homojendir.

Intraklastlar litofasiyeste çok az olarak bulunan karbonatlı tanelerdir. Kayaçlar içerisindeki bulunuş oranları, hacimsel olarak, yaklaşık %5-8 arasında değişir. Boyutları yaklaşık 200-350 μm (ortalama 250 μm) arasında değişir. Yuvarlak-elipsoidal şekilli olmaları ve iç yapı göstermemeleri nedeniyle peloidlerle benzer bir görünüme sahiptirler. Bu yapıda olan intraklastlar peloidlerden farklı boyutlarıyla ayrılırlar.

Litofasiyesi oluşturan kayaçlar, hacimsel olarak, yaklaşık %15-25 arasında değişen bir gözenekliliğe (porozitesi) sahiptir. Gözeneklerin önemli bir kısmını tanelerarası, çok az bir kısmını ise çatlak ve tane içi gözeneklilik oluşturur. Tümü kalsit çimentolar (özellikle duru spari kalsit, çok daha az olarak da sintaksiyal ve mozaik kalsit) tarafından doldurulmuştur.

Litofasiyes, yaşını kesin olarak saptayacak organizma içeriğine sahip değildir. Hotriviyen-Apsiyen yaşlı Bentik foraminiferli istiftaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak

gelir ve Ayralaksa Yaylası (Trabzon, KD Türkiye) yöresinde yüzeylenen geç Apsiyen-erken Albiyen yaşlı Alloktan biyoklastik istiftaşı litofasiyesiyle benzer özelliklere sahiptir (Özyurt vd., 2019). Bu veri, litofasiyesin geç Apsiyen-erken Albiyen yaşlı olduğunu gösterir ki, bu yaş litofasiyesin stratigrafik konumuyla da uyumludur.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların dokusal özellikleri ve sığ şelf ortamından taşınmış organizma topluluklarının varlığı, çökel ortamının yamaç (4'ncü Fasiyes Zonu; Wilson, 1975) özelliğinde olduğunu gösterir (Şekil 3.22). Litofasiyesin başlamasıyla birlikte, bentik foraminiferli istiftaşı litofasiyesinde gözlenen foraminifer toplulukların önemli bir kısmının yok olması ve taşınmış organizma topluluklarının aniden ortaya çıkışı, ortamsal koşullardaki bu değişimin net ve ani bir şekilde meydana geldiğine işaret eder.

3.2.1.4. Sünger Spiküllü Vaketaşı-İstiftaşı Litofasiyesi (AD)

Litofasiyes, inceleme alanında Alloktan biyoklastik/peloidli tanetaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelir ve Alloktan biyoklastik istiftaşı tarafından uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 3.10 ve Şekil 3. 12). Litofasiyesin tabanında yer alan yaklaşık 3-4 metre kalınlığındaki kumtaşları litofasiyesin alt sınırının arazide net bir şekilde ayırt edilmesine olanak tanır. İnceleme alanında, Alloktan biyoklastik istiftaşı litofasiyesi ile olan dokanağının faylı oluşu, ilksel ilişkinin yok olmasına ve gerçek kalınlığının belirlenememesine neden olmuştur. Litofasiyesin görünen kalınlığı yaklaşık 125 m olup, katman kalınlıkları 0.5-1 m. arasında değişir.

Litofasiyesi oluşturan katmanlar, tabandaki kumtaşları hariç, istiftaşı-vaketaşı dokusal özelliğe gelişmiştir (Şekil 3.10 Şekil 3. 12). İstiftaşları litofasiyesin alt seviyelerinde baskın durumda olup, üste doğru gittikçe azalarak yerlerini vaketaşlarına bırakırlar.

Litofasiyesin tabanını oluşturan kumtaşları litarenit dokusal özelliğinde olup, kötü boylanma gösterirler. Toplam tanelerin, hacimsel olarak yaklaşık %90 nını kayaç kırıntıları, kalanını ise feldspatlar oluşturur. Kayaç kırıntıları karadan türeme bazalt, kuvars ve havza içinden türeme kireçtaşı kırıntılarından oluşur. Karadan türeme kırıntılar üste doğru dereceli bir şekilde azalarak yerlerini havza içinden türeme ekinoderm ve bryozoa kırıntıları ile litoklastlara bırakırlar. Kayaç kırıntılarının boyutları 0.3-2 mm arasında değişir. Taşınma mesafesi ve fiziksel özelliklerinin bir sonucu olarak yuvarlak-yarı

yuvarlak şekillidirler. Feldspatların hemen tamamı plajiooklastlardan oluşur. Bunlar boyutları 50-100 µm arasında değişen, köşeli-yarı köşeli taneler şeklindedir.

Litofasiyese ait istiftaşlarının ve vaketaşlarının karbonat tanelerini, azalan bolluk sırasına göre; iskeletsel taneler, intraklastlar ve pelloidler oluşturur.

İskeletsel taneler litofasiyes içerisinde, hacimsel olarak, yaklaşık %30-60 arasında değişen oranlarda bulunur ve bunlar litofasiyesin üst kesimlere doğru tedrici olarak artarlar. İskeletsel taneler, azalan bolluk sırasına göre, sünger spikülleri, ekinoderm, brakiopod, pelesipod (Requienidae), bryozoa, gastropod, ostrakod, bentik foraminifer, sünger, annelid tüpleri ve kalsifer gibi değişik formlar tarafından temsil olunur. Bunlar çoğunlukla biyoklast ve nadir olarak da biyomorf yapıdadır. Sünger spikülleri litofasiyesin genelinde yaygın olup tanınmasını olanaklı kılar. Seyrek olarak gözlenen klorit ve/veya glokonit (?) litofasiyesin diğer tanıtman bileşeni oluştururlar. Küçük bentik foraminiferler yalnızca litofasiyesin alt seviyelerinde çok az miktarlarda gözlenmekte ve Lenticulinidae, Nodosariidae, *Gaudryina* sp., *Verneuilina* sp., *Bolivinopsis* sp., *Spirillina* sp. gibi formlarla temsil olunmaktadır (Şekil 3.10). İskeletsel tanelerin hemen tamamında mikritik zarflanma mevcut olup, kalınlıkları birkaç on mikron arasında değişir. Bryozoa ve ekinoderm kırıntılarında yer yer silisleşme mevcuttur. Gastropodların iç dolgu malzemeleri, çevre bileşenlerle benzer özelliktedir.

Litoklastlar litofasiyes içerisinde, hacimsel olarak, yaklaşık %20-40 arasında değişen oranlardadır. Yaklaşık 150 µm-4 mm arasında değişen boyutlarda olup, ince-kesitlerde yuvarlak-yarı yuvarlak şekillerde gözlenirler. İtraklastların çoğunluğu iç yapı gösterir ve bunlar, iç yapısız mikritik yapıda olanlara nazaran daha büyük boyutludurlar. İçyapı gösteren intraklastların tane içi bileşenleri, çevre bileşenlerle benzerdir ve sınırları, tane içi bileşenlerin sınırlarına teğet olacak şekilde gelişmiştir. İç yapı göstermeyen mikritik yapıdaki intraklastlar, peloidlerden boyut ve şekilleriyle ayırt edilirler.

Litofasiyes içerisindeki bir diğer karbonatlı taneyi peloidler oluşturur. Peloidlerin kayalar içerisindeki bulunuş oranları, hacimsel olarak, yaklaşık %5-10 arasında değişir ve litofasiyesin üst seviyelerine doğru tedrici bir şekilde azalır. Boyutları 100-200 mikron arasında değişmesine karşın, ince-kesitlerde yaklaşık eş boyuttadır ve dağılımları gelişigüzedir. Tamamı iç yapısız, yuvarlak/elipsoidal şekilli çamur peloidlerinden (litik peloid; Flügel, 2004) oluşur.

Litofasiyesi oluşturan kayaların gözenekliliği, hacimsel olarak, yaklaşık %2-7 arasında değişir. Gözeneklerin büyük bir kısmı tane içi, az bir kısmı ise tane arası ve çatlak

şeklinde olup, tamamı duru spari, sintaksiyal kenar ve mozaik kalsit çimentolar tarafından doldurulmuştur.

Litofasiyes yaşını belirleyecek fauna içeriğine sahip değildir. Litofasiyes, Taslı ve Eren (2002) tarafından Çukutbaşı (Gümüşhane) kesitinde tanımlanan birim C' ye karşılık gelir. Taslı ve Eren (2002) birimin yaşının Albiyen-Senomaniyen? olarak yorumlamıştır. Bununla birlikte, litofasiyesin geç Apsiyen-erken Albiyen yaşlı allokton biyoklastik/peloidli tanetaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelmesi ve Ayrılaska Yayla (Trabzon, KD Türkiye) yöresindeki sünger spiküllü istiftaşı/vaketaşı litofasiyesi ile tamamen benzer sedimantolojik özelliklere sahip olması, yaşının geç Albiyen olabileceğine işaret eder. Litofasiyesi oluşturan kayaçların dokusal gelişiminin yanı sıra, sünger spikülleri ve kalsisfer gibi bazı organizma içerikleri çökelme ortamının açık denizel derin self (3ncü Fasiyes Zonu; Wilson, 1975) özelliğinde olduğunu gösterir (Şekil 3.22).

3.2.1.5. Allokton İskeletsel Taneli İstiftaşı Litofasiyesi (AE)

Litofasiyes, inceleme alanında, Berdiga Formasyonu'nun en üst seviyesini oluşturur (Şekil 3.10, Şekil 3. 11 ve Şekil 3. 12). Geç Kretase yaşlı Kındıralık Dere Formasyonu tarafından erozyonal uyumsuzlukla üzerlenen litofasiyesin, sünger spiküllü vaketaşı-istiftaşı litofasiyesi ile olan alt sınırı faylı olup, arazide gözlenmez. Yaklaşık 35 metre görünen bir kalınlığa sahip olan litofasiyes, gri-bej renkli, orta-kalın katmanlı, yer yer masif ve yumrulu yapıyla oluşuyla arazide kolayca ayırt edilir.

Litofasiyes, bir-iki farklı seviyedeki vaketaşları hariç, tamamen istiftaşı dokusal özelliğinde gelişmiştir (Şekil 3.10 ve Şekil 3. 12). Bu kayaçların hâkim karbonatlı öğelerini iskeletsel taneler, çok az bir kısmını ise litoklastlar ve peloidler oluşturur. Litofasiyes içerisinde, özellikle alt seviyelerde yaygın olarak gözlenen ve litofasiyesin tanınmasına olanak tanıyan glokonitler ile nadir olarak gözlenen karadan türeme kuvars kırıntıları karbonat olmayan diğer taneleri oluşturur.

İskeletsel taneler litofasiyes içerisinde, hacimsel olarak, yaklaşık %30-70 arasında değişen oranlarda bulunur. Bunlar litofasiyesin üst seviyelerine doğru tedrici olarak artar ve litofasiyesin üst seviyelerinde karbonatlı tanelerin tamamını teşkil ederler. İskeletsel taneler, azalan bolluk sırasına göre; ekinoderm, bryozoa, kırmızı alg, pelesipod, brakiyopod, belemnit, ostrakod, küçük bentik foraminifer, kalsisfer ve annelid tüpleri gibi değişik formlardan oluşur. Bunlardan küçük bentik foraminiferler ve kalsisferler biyomorf,

diğerleri biyoklast şeklindedir. Biyoklastların çökel ortamına taşınmış olmaları, çok farklı boyut ve şekillerde görünmelerine neden olmuştur. Biyoklastların boyutları 50 mikrondan birkaç cm arasında değişir. Litofasiyesin alt kesimlerinde ortalama 500 µm civarında bir tane boyutuna sahip iken, üste doğru gittikçe küçülürler ve yaklaşık 100 µm civarında bir boyuta erişirler. Benzer şekilde, litofasiyesin alt seviyelerindeki biyoklastlar yarı köşeli olup, kötü boylanma göstermelerine karşın, üst kesimlerine doğru yuvarlak-yarı yuvarlak olup iyi boylanma gösterirler. Olasılıkla taşınmanın bir sonucu olarak, iskeletsel tanelerin hemen hiç birinde mikritik zarflanma mevcut değildir. Diğer iskeletsel tanelerden farklı olarak, bryozoaların büyük bir kısmında tane içi boşluklar, çevre bileşenler tarafından doldurulmuştur. Ayrıca, pelosipod kavkılarında silisleşme yaygın olarak gözlenir.

Litoklastlar litofasiyesin en alt seviyelerinde, hacimsel olarak, yaklaşık %35-40, diğer alanlarda ise yaklaşık %2-7 arasında değişen oranlarda bulunur. Boyutları litofasiyesin taban kesimlerindeki ince çakıl boyutundan (özellikle iç yapıları olanlar) üst kesimlere doğru tedrici bir şekilde azalarak 150 µm'lere ulaşır. Bunlar yuvarlak-yarı yuvarlak şekillidir ve bazıları, özellikle litofasiyesin alt seviyelerindekiler, iç yapı gösterirler. İç yapı gösteren litoklastlar çevre bileşenlerden farklı olarak altındaki Sünger spiküllü vaketaşı-istiftaşı litofasiyesi ile benzer bileşime sahiptir. Bu yapıdaki litoklastların sınırları, taşınmanın bir sonucu olarak, tane içi bileşenleri kesecek şekilde gelişmiştir. İç yapı göstermeyen litoklastlar yuvarlak-yarı yuvarlak, nadir olarak da köşeli olup, boyutları 50-150 µm arasında değişir. Özellikle litofasiyesin üst kesimlerinde daha yaygın olan bu litoklastlar, çamur peloidlerden boyut farkı ile ayrılırlar.

Peloidler litofasiyes içerisinde, hacimsel olarak, yaklaşık %5-10 arasında değişen oranlarda bulunurlar. Bu oran litofasiyesin taban seviyelerinde maksimum olup, üste doğru dereceli bir şekilde azalarak %5'lere erişir. Bunlar, iç yapı göstermeyen, yuvarlak ve elipsoidal şekilli ve 50-150 µm (ortalama 100 µm) arasında değişen boyutlardaki çamur peloidlerinden oluşurlar.

Litofasiyes içerisinde çok az oranlarda gözlenen karbonatlı olmayan taneleri glokonitler ve karadan türeme kırıntıları oluşturur. Litofasiyesin tanınmasına olanak sağlayan glokonitler litofasiyes içerisinde, hacimsel olarak, yaklaşık %5-10 arasında değişen oranlarda bulunurlar. Bu oran litofasiyesin orta kesimlerinde maksimum düzeyde olup, boyutları yaklaşık 50-400 µm arasında değişir. Yuvarlak ve/veya elipsoidal ve nadir olarak da yarı yuvarlak şekillidirler. Litofasiyeste, hacimsel olarak, yaklaşık %2-5 arasında

değişen oranlarda gözlenen silt-ince kum boyutundaki kuvars ve volkanik kayaç kırıntıları diğer karbonatlı olmayan taneleri (karadan türeme kırıntıları) oluştururlar.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların gözenekliliği, hacimsel olarak, yaklaşık %5-8 arasında değişir. Gözeneklerin büyük bir kısmı tane içi, kalan kısmı ise tane arası ve çatlak gözenekliliği şeklinde olup, tamamı duru spari ve mozaik kalsit çimentolar tarafından doldurulmuşlardır.

Litofasiyesin içerdiği organizmaların hemen hemen tamamı ortama platformun içinden taşınmış olup, net yaş verebilecek özellikler sahip değildir. Bu nedenle litofasiyesin yaşı paleontolojik verilerle belirlenememiştir. Bununla birlikte, litofasiyesin geç Apsiyen-erken Albiyen yaşlı Sünger spiküllü vaketaşı-istiftaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelmesi ve Geç Kretase yaşlı Kındıralık Dere Formasyonu tarafından erozyonel uyumsuzlukla üzerlenmesi, yaşının geç Albiyen-erken Senomaniyen? olabileceğini gösterir.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların dokusal gelişimi, sığ shelf ortamından taşınmış organizma kırıntılarının (yani ekinoderm, pelesipod, kırmızı alg, bryozoa vb.) ve glokonitlerin varlığı, çökel ortamının yamaç (4nci Fasiyes Zonu; Wilson, 1975) özelliğinde olduğunu gösterir (Şekil 3.22).

3.2.2. Kuşakkaya Ölçülü Stratigrafik Kesiti (ÖSK-2)

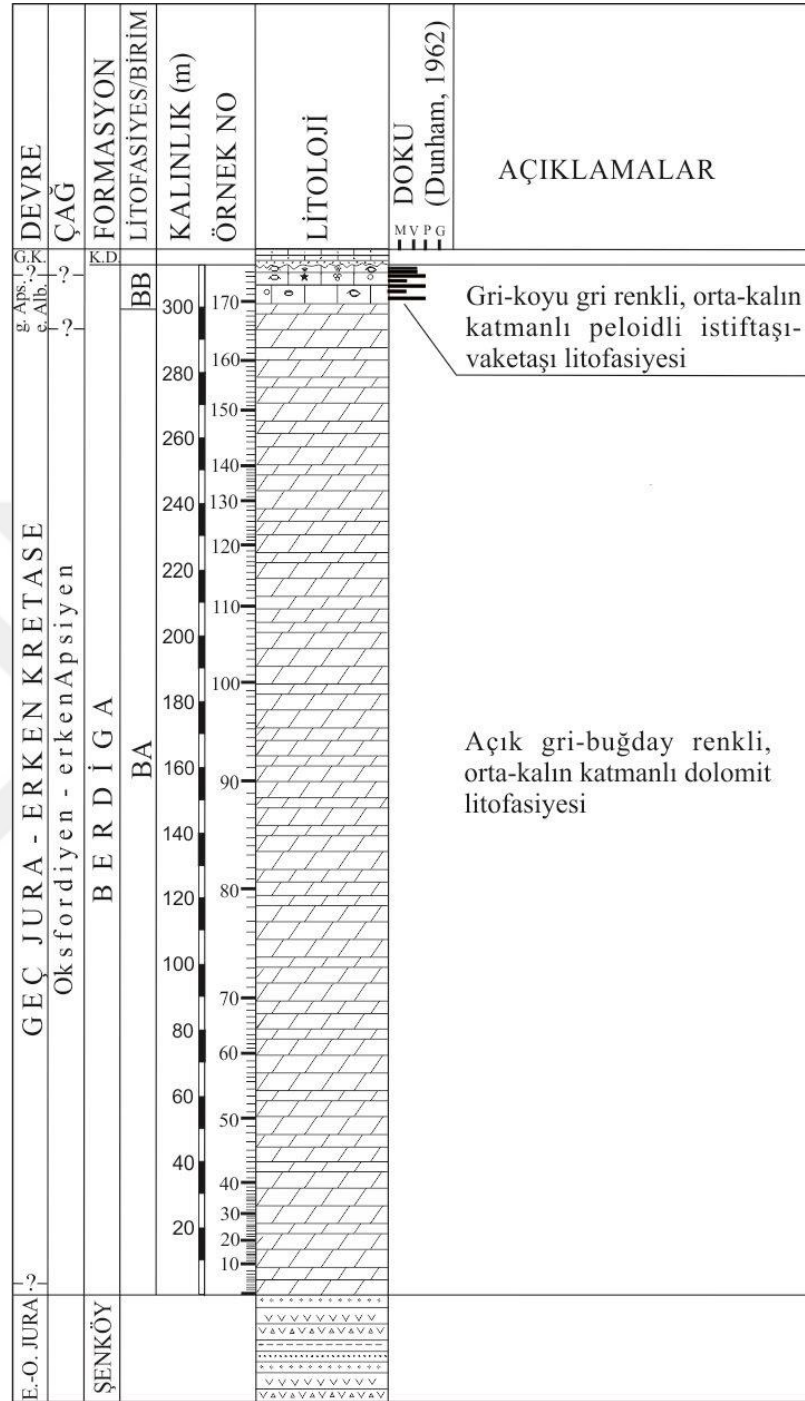
Kuşakkaya yöresinde, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarının dokusal gelişimi, allokem ve ortokem özelliklerine bağlı olarak iki litofasiyes tanımlanmıştır.

Bu litofasiyesler alttan üste doğru (Şekil 3.13 ve Şekil 3.15):

- Dolomit Litofasiyesi (Birim BA)
- Peloidli İstiftaşı-Vaketaşı Litofasiyesi (Birim BB)

3.2.2.1. Dolomit Litofasiyesi (BA)

İnceleme alanında, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarının neredeyse tümünü oluşturan dolomit litofasiyesi, Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir ve foraminiferli/peloidli istiftaşı-tanetaşı litofasiyesi tarafından net bir dokanakla ve uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 3.13, Şekil 3.14 ve Şekil 3.15).



Şekil 3.13. Berdiga Formasyonu'nun Kuşakkaya yöresindeki litofasiyes gelişimini gösteren stratigrafik kolon kesit

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 305 m olup, katman kalınlıkları 20-40 cm arasında değişir. Dolomit katmanları gri-sarımsı gri renkli olup, yer yer laminalı yapı gösterirler.

Litofasiyese yaş verebilecek herhangi bir paleontolojik veri bulunmamaktadır. Bununla birlikte litofasiyesin Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmesi ve Apsiyen-Albiyen yaşlı peloidli istiftaşı-tanetaşı litofasiyesi tarafından uyumlu olarak üzerlenmesi yaşının, Oksfordiyen-erken Apsiyen olabileceğine işaret eder.

3.2.2.2. Peloidli İstiftaşı-Tanetaşı Litofasiyesi (BB)

Litofasiyes, inceleme alanında dolomit litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelir (Şekil 3.5). Dolomit litofasiyesiyle net dokanak ilişkilerine sahiptir. Litofasiyesin toplam kalınlığı 5 metredir ve katman kalınlıkları 30-50 cm arasında değişir. Katmanlar gri- koyu gri renklidir. Litofasiyes, arazide, altındaki dolomit litofasiyesinden renk ve litolojik yapısıyla kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 3.14D).

Litofasiyes, nadir olarak gözlenen çamurtaşı katmanları hariç, vaketaşı ve istiftaşı dokusal özelliğinde gelişmiştir (Şekil 3.13 ve Şekil 3.15).

İstiftaşları vaketaşlarına nazaran daha baskın durumdadır. Litofasiyes istiftaşı katmanları ile başlayıp üste doğru vaketaşı şeklinde devam eden, arduanmalı bir yapı gösterir. Her bir arduanma içerisinde, üste doğru, istiftaşı katmanlarında giderek azalan karbonat ana bileşen oranına karşı, giderek artan oranda karbonat çamuru gözlenir.

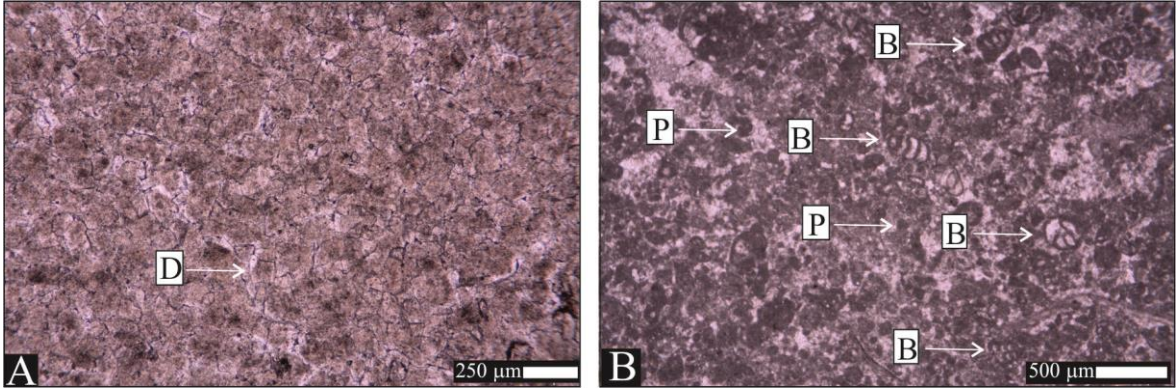
Litofasiyesin hâkim karbonatlı tanelerini peloidler ve iskeletsel taneler oluşturur. Bununla birlikte, litofasiyeste çok daha az oranlarda gözlenen diğer karbonatlı taneleri intraklastlar oluşturur.

Peloidler, litofasiyes içerisinde diğer yaygın gözlenen karbonatlı bileşenleri oluşturur. Peloidlerin kayalar içerisindeki bulunuş oranları, hacimsel olarak, yaklaşık %20-40 arasında değişir. Bununla birlikte, tanetaşlarının peloid içeriği, istiftaşlarına nazaran daha fazladır.

Bazı tanetaşlarındaki karbonatlı allokemlerin hemen tamamını peloidler oluşturur. Peloidler, 40-200µm (ortalama 100 µm) arasında değişen boyutlarda olup, ince kesitlerde, istiftaşlarındaki peloidler tanetaşlarındakilere nazaran daha eş boyutlu bir görünüme sahiptir.



Şekil 3.14. Kuşakkaya yöresinde, Berdiga Formasyonu'unun uzaktan görünümü (A) dolomit katmanlarının arazi görünümü (B), dolomitlerin taze yüzeyleri (C) ve en üst seviyedeki kireçtaşı katmanlarının arazi görünümü (D)



Şekil 3.15. Kuşakkaya (Gümüşhane, KD Türkiye) yöresinde Berdiga Formasyonu'nu oluşturan litofasiyesleri gösteren fotomikrograflar: A) Dolomit litofasiyesi, B) Bentik foraminiferli/peloidli istiftaş-tanetaşı litofasiyesi, D: dolomit, P: peloid, B: bentik foraminifer

Genellikle iç yapısız olup, genel olarak yuvarlak ve/veya elipsoidal şekillidirler ve kayaçlar içerisindeki dağılımları homojendir.

İskelet taneleri hacimsel olarak yaklaşık %10-30 arasında değişen oranlarda gözlenir. İnce-kesitlerde hem biyoklast ve hem de biyomorf şeklinde olup, değişik oranlarda mikritik zarflanmalar içerirler. İskeletsel tanelerin önemli bir kısmını bentik foraminiferler az bir kısmını bolluk sırasına göre, pelesipod, gastropod, ostrakod ve algler oluşturur. Bentik foraminiferlerin büyük çoğunluğu mikritleşmiştir. Mikritleşme, bazı kesitlerde foraminiferlerin tüm yüzeyini kaplamış durumdadır.

İntraklastlar, litofasiyes içerisinde diğer bileşenlere oranla (örneğin iskeletsel tanelere ve peloidlere) daha az gözlenen karbonatlı tanelerdir. Kayaçlar içerisinde, hacimsel olarak, yaklaşık %20 oranıyla temsil olunurlar. Genelde homojen bir dağılım gösteren intraklastlar, bazı ince-kesitlerdeki karbonatlı bileşenlerin hacimsel olarak yaklaşık %60'nı oluşturur. İntraklastlar hemen hemen eş boyutludurlar ve boyutlu yaklaşık 150µm-500 mm arasında değişir. İntraklastlar genel olarak yuvarlak-yarı yuvarlak yapı gösterir. Baskın olarak mikritik kırıntılar şeklinde olup, içyapı göstermezler. Peloidlerle benzer görünüme sahip olan bu yapıdaki intraklastlar, peloidlerden boyutları ile ayrılırlar.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların gözenekliliği (porozitesi), hacimsel olarak, yaklaşık %10 arasında değişir. Kayaçlardaki gözenekliliğin önemli bir kısmını tane arası, çok az bir kısmını ise çatlak, vuggy/moldik ve tane içi gözeneklilik oluşturur ve tamamı kalsit, (özellikle duru spari kalsit, çok daha az olarak da sintaksiyal ve mozaik kalsit) çimentolar tarafından doldurulmuştur.

Arazide 3 metrelik bir istifle temsil edilen litofasiyesin fauna içeriği litofasiyesin yaşını belirlemek için yeterli değildir. Bununla birlikte Taslı vd. (1999) litofasiyesin, Torul (Gümüşhane, KD Türkiye) yöresindeki yanal devamını göz önüne alarak, geç Apsiyen-erken Albiyen yaşlı olabileceğini ifade etmişlerdir. Diğer taraftan, Pelin (1977) Alucra (Giresun, KD Türkiye) yöresinde, aynı stratigrafik konumda ve aynı litofasiyesteki kayaların (çörtlü mikritik kireçtaşları) içerdiği ammonit faunasına dayanarak birimin, Albiyen yaşlı olabileceğini belirtmiştir. Buna ek olarak, fasiyeste bol bulunan peloidlerin yanı sıra, kısıtlı bentik foraminifer içeriği litofasiyese ait kayaların dokusal gelişimi çökel ortamının genel olarak düşük-orta enerjili, sığ gelgit altı, lagünel özellikteki iç platform (8'nci Fasiyes Zonu; Wilson, 1975) olduğunu gösterir (Şekil 3.22).

3.2.3. Eski Gümüşhane Ölçülü Stratigrafik Kesiti (ÖSK-3)

Eski Gümüşhane yöresinde Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatları, tümüyle dolomit litofasiyesinden (Birim CA) oluşmuştur (Şekil 3.16 ve Şekil 3.18).

3.2.3.1. Dolomit litofasiyesi (CA)

İnceleme alanında, formasyonun tamamını oluşturan dolomit litofasiyesi, Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir ve Geç Kretase yaşlı Kındıralık Dere Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir (Şekil 3.16). Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 75 m olup, katman kalınlıkları 0.2-0.9 m (ortalama 0.5 m) arasında değişir.

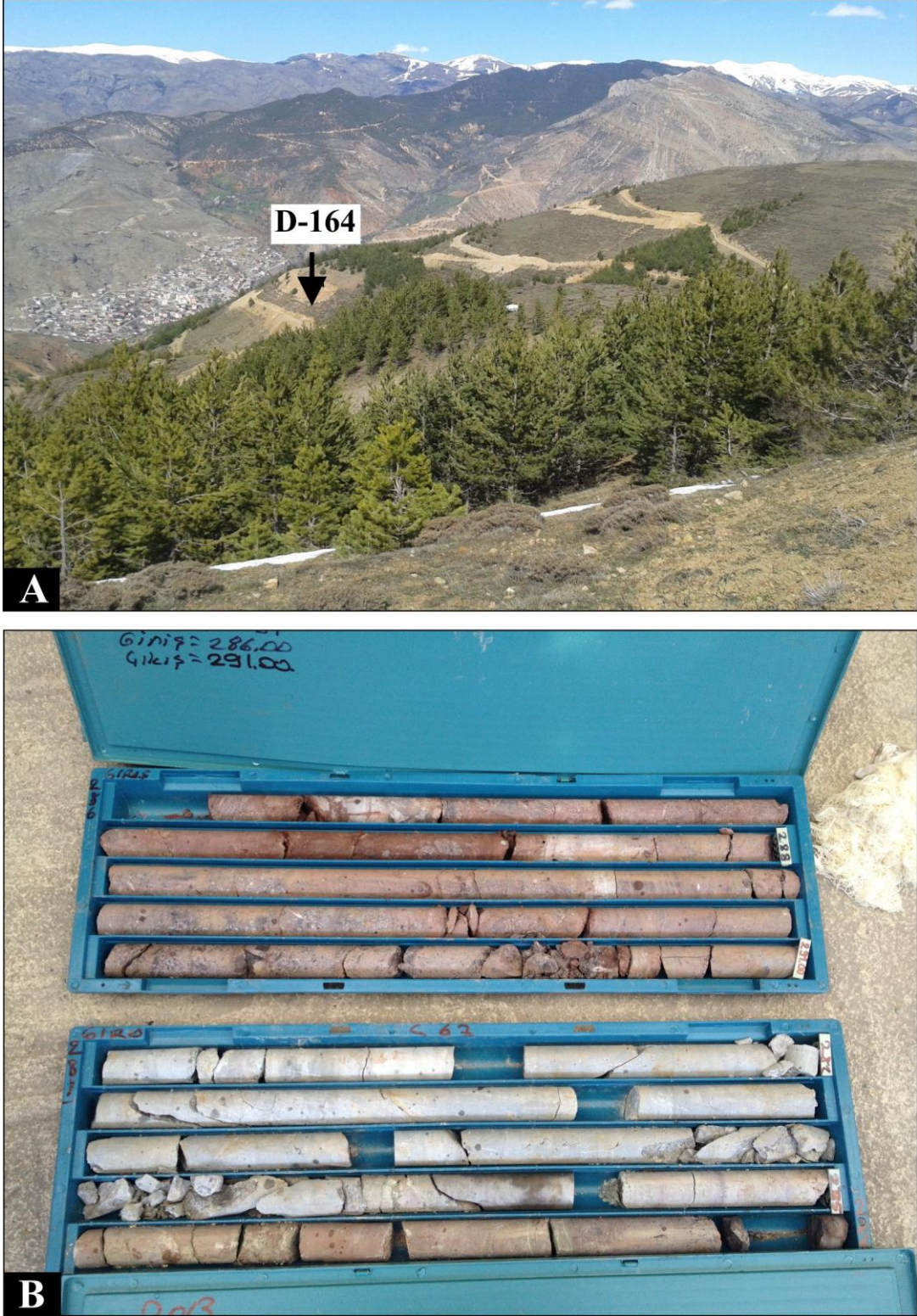
Dolomit katmanları koyu gri-gri renkli olup, çatlaklar boyunca açık kırmızımsı/kahverengimsi renkli bir görünüme sahiptir (Şekil 3.17).

Genel olarak, litofasiyesin alt kısımları iri kristalli dolomitlerden (Şekil 3.18A) oluşmasına karşın üste doğru mikrokristalli dolomitlere (Şekil 3.18B) geçer.

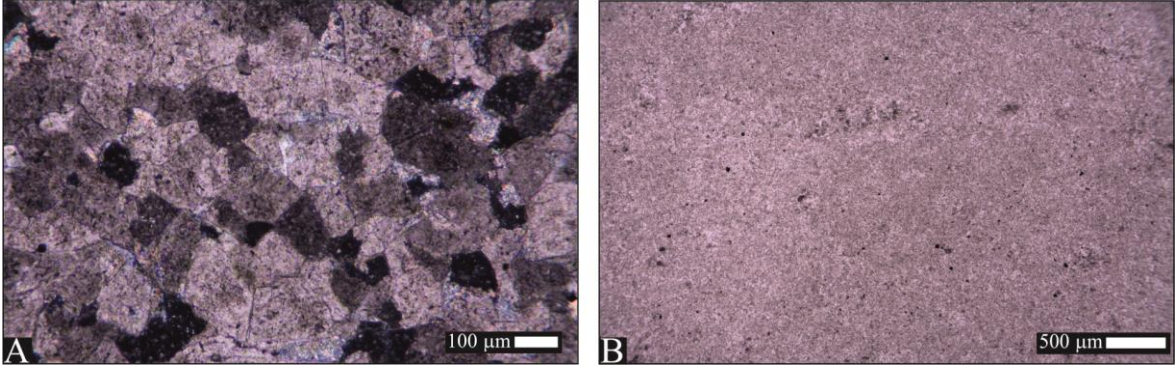


Şekil 3.16. Berdiga Formasyonu'nun Eski Gümüşhane yöresindeki litofasiyes gelişimini gösteren stratigrafik kolon kesit

Litofasiyese kesin yaş verebilecek herhangi bir paleontolojik veri bulunmamaktadır. Bununla birlikte litofasiyesin Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmesi ve Geç Kretase yaşlı Kermut Dere Formasyonu tarafından erozyonel uyumsuzlukla üzerlenmesi nedeniyle Geç Jura-Erken Kretase yaşında olduğu söylenebilir. Bununla birlikte, inceleme alanında formasyonu oluşturan litofasiyesin çok az bir kalınlıkla temsil olunması, önemli bir kısmının aşınmış olması nedeniyle, litofasiyesin daha ziyade Geç Jura yaşlı kesimiyle temsil olunduğunu söylemek mümkündür.



Şekil 3.17. Eski Gümüşhane yöresinde, D-164 numaralı sondaj yerinin arazi fotoğrafı (A) ve karotların görünüşleri (B)



Şekil 3.18. Litofasiyesin alt seviyelerini oluşturan iri kristalli (A) ve üst seviyelerini oluşturan ince kristalli dolomitleri (B) gösterir fotomikrograflar

3.2.4. Hur Ölçülü Stratigrafik Kesiti (ÖSK-4)

Hur yöresinde, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarının dokusal gelişimi, allokem ve ortokem özelliklerine bağlı olarak 5 litofasiyes tanımlanmıştır. Bunlar alttan üste doğru (Şekil 3.19 ve Şekil 3.20):

- Ooidal Tanetaşı-İstiftaşı Litofasiyesi (Birim DA),
- Çamurtaşı Litofasiyesi (Birim DB),
- Kumtaşı-Kumlu Kireçtaşı Litofasiyesi (Birim DC),
- Dolomit Litofasiyesi (Birim DD),
- Tanetaşı-İstiftaşı Litofasiyesi (Birim DE)

3.2.4.1. Ooidal Tanetaşı-İstiftaşı Litofasiyesi (DA)

İnceleme alanında, formasyonun taban seviyelerini oluşturan tanetaşı/istiftaşı litofasiyesi Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir ve çamurtaşı litofasiyesi tarafından net bir dokanakla uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 3.19). Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 100 m olup, katman kalınlıkları 60-400 cm arasında değişirken, üst seviyelerine doğru masif bir görünüme sahiptir (Şekil 3.20).

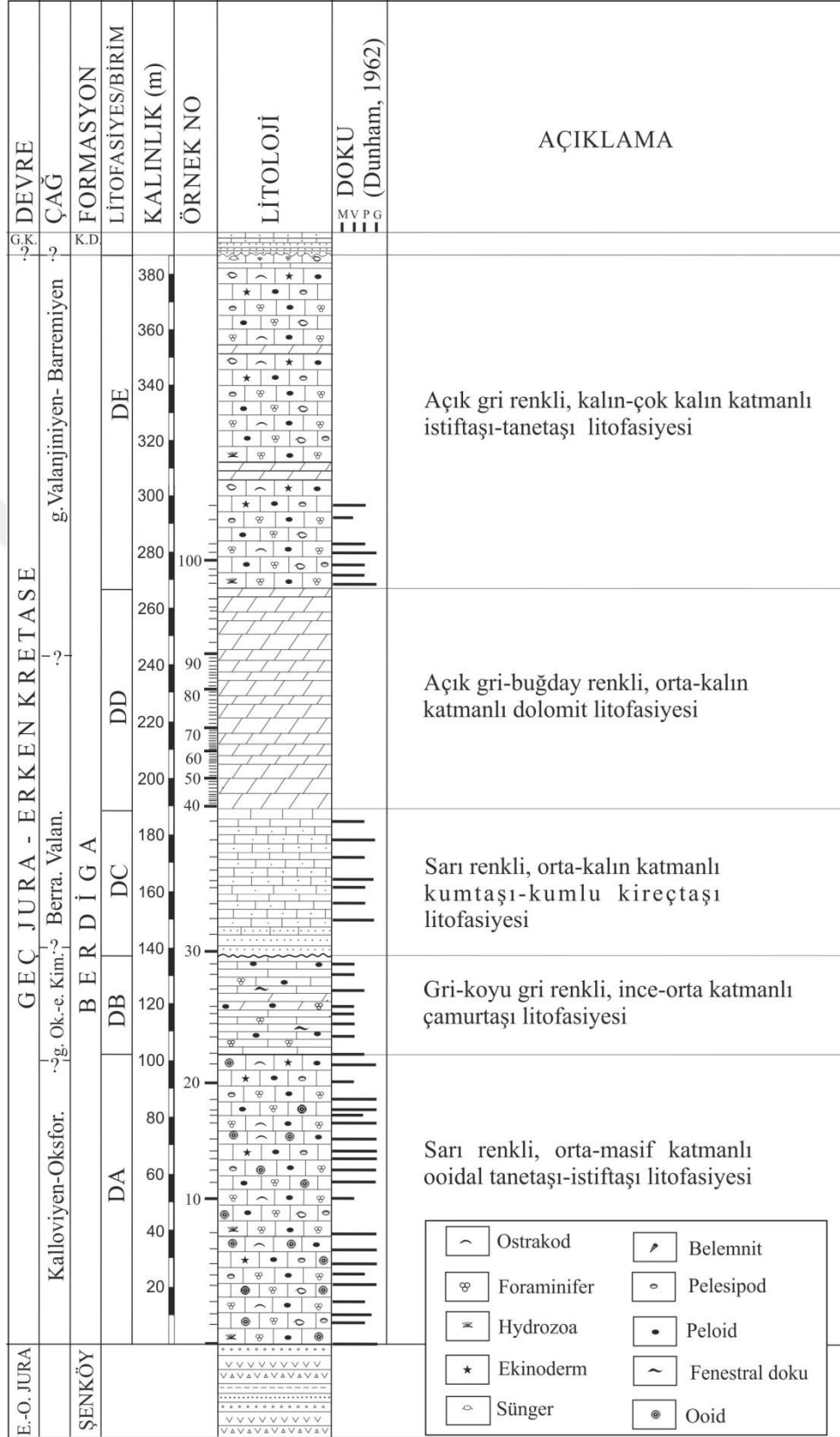
Tanetaşı/istiftaşı litofasiyesini oluşturan katmanlar, birkaç farklı seviyedeki dolomitler ve vaketaşları haricinde, genellikle tanetaşı/istiftaşı dokusal özelliğinde gelişmiştir (Şekil 3.19 ve Şekil 3.20). Litofasiyes genel olarak tanetaşı katmanları ile başlayıp üste doğru istiftaşı şeklinde devam eden araldanmalı bir yapı gösterir. Bu katmanlardaki karbonatlı tanelerin önemli bir kısmını, ooidler oluşturur. Diğer karbonat bileşenlerini ise iskeletsel taneler, intraklastlar, peloidler ve onkoidler oluşturur. Bunların yanı sıra, birimin özellikle alt seviyelerinde, karadan türeme kırıntılara da rastlanmıştır.

Ooidler litofasiyesin en bol karbonatlı bileşenlerini oluşturur ve genel olarak 100-250 µm arasında değişen boyutlara sahiptir. Ooidlerin çekirdeğinde peloid, spari kalsit, iskeletsel taneler ve kuvarlar gözlenmiştir. Ooidlerin zar kalınlıkları 15-30 µm arasında, çekirdeklerin çapları ise 70-100 µm arasında değişir.

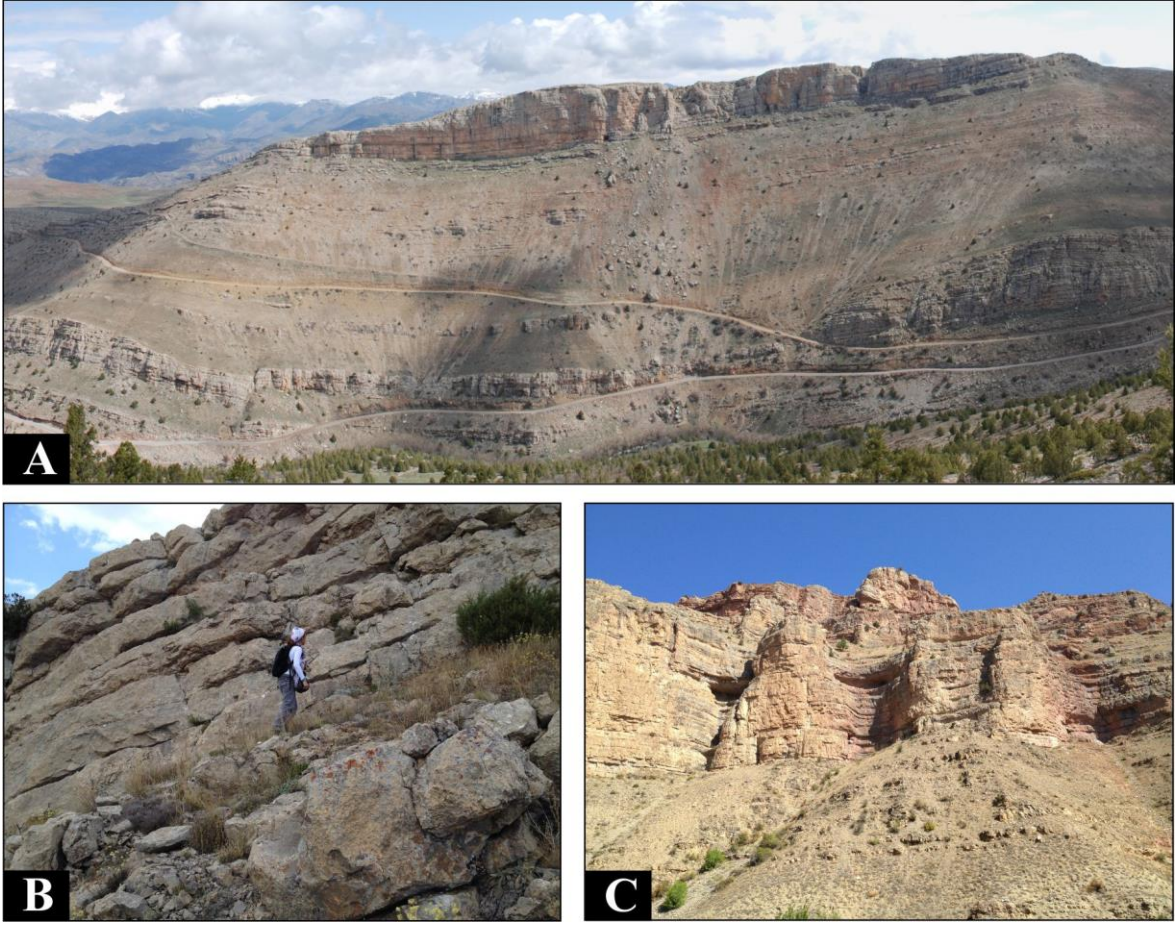
İskeletsel taneler litofasiyes içerisinde, hacimsel olarak, %10-25 arasında değişen oranlarda bulunur. Bunların önemli bir kısmını bentik foraminiferler, diğer kısmını ise, bolluk sırasına göre, pelesipod, brakiyopod, belemnit, gastropod, hidrozoa ve ostrokodlar oluşturur. Bentik foraminiferler, tanetaşı katmanlarında genellikle tümüyle mikritleşmiştir.

Intraklastlar, hacimsel olarak, %10-20 arasında değişen oranlarda bulunur. Intraklastların boyutları genellikle 300-900 µm arasında değişmesine karşın, litofasiyesin en alt seviyelerdeki tanetaşı katmanlarında, boyutları 2 cm'ye varan litoklastlar gözlenmiştir (Şekil 3.21). Genellikle yuvarlak-yarı yuvarlak şekilli olan litoklastlar, özellikle litofasiyesin alt seviyelerindekiler, iç yapı gösterirler. İç yapı gösteren litoklastlar, çevre bileşenlerden farklı olarak fosilli vaketaşı-çamurtaşı katmanlarına benzer bileşime sahiptir. Taşınmanın bir sonucu olarak litoklastların sınırları, tane içi bileşenleri kesecek şekilde gelişmiştir.

İç yapı göstermeyen litoklastlar, yuvarlak-yarı yuvarlak olup, tane boyutları 50-150 µm arasında değişir. Özellikle istiftaşı katmanlarında daha yaygın olarak gözlenen bu litoklastlar peloidlerden daha iri olması ile ayrılır.



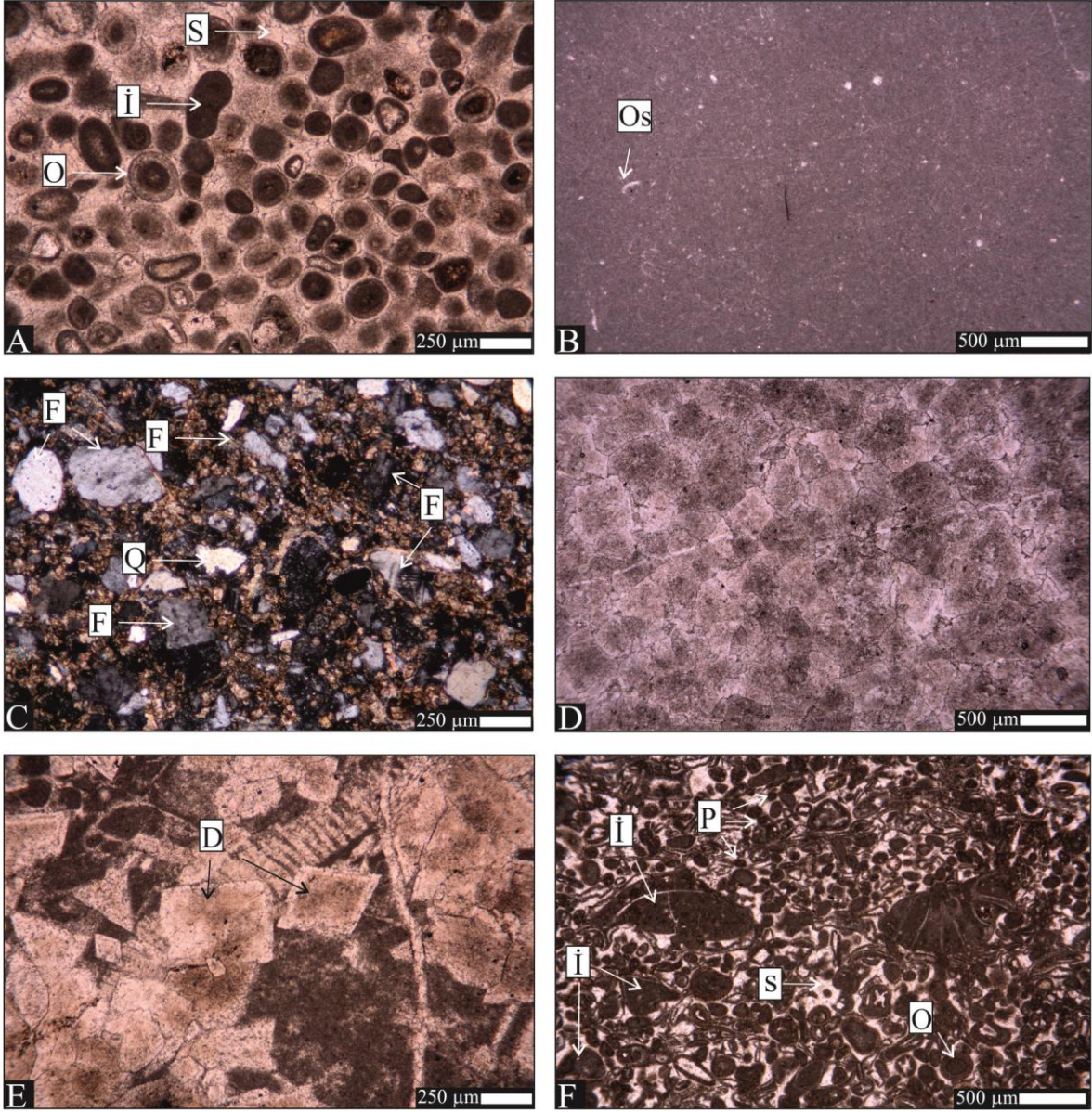
Şekil 3.19. Berdiga Formasyonu'nun Hur yöresindeki litofasiyes gelişimini gösteren stratigrafik kolon kesit



Şekil 3.20. Hur yöresinde, Berdiga Formasyonu'nun uzaktan görünümü (A), kireçtaşı katmanlarının (B) ve dolomitlerin arazi görünümleri (C)

Peloidler, hacimsel olarak, %10-20 arasında değişen oranlarda bulunur. Litofasiyesin alt kesimlerinde % 20 civarında olan bu oran, üstte doğru tederici bir şekilde azalarak %10'lara düşer. Genellikle yuvarlak ve elipsoidal şekilli olan peloidler içyapısızdır ve boyutları 10-150 μm arasında değişir. Litofasiyesin alt kesimlerinde daha iri boyutlara sahip olan peloidlerin boyutları 75-100 μm arasında değişirken, boyutları üstte doğru tederici bir şekilde azalarak 10 μm 'lara kadar düşer.

Onkoidler, litofasiyesin farklı seviyelerinde gözlenir ve oranları, hacimsel olarak, %5 civarındadır. Genellikle elipsoid şekilli olan onkoidlerin boyutları 500 μm -2 cm arasında değişir ve genellikle alg onkoidlerine benzer yapı gösterir. Sarılımlar genel olarak düzgün gelişmiş olmasına karşın, bazı kesitlerde mikritleşme sarılımların birbirinden ayırımına olanak tanımaz.



Şekil 3.21. Hur yöresinde Berdiga Formasyonu'nu oluşturan litofasiyesleri gösteren fotomikrograflar: A) Ooidal tanetaşı/istiftaşı litofasiyesi, B) Çamurtaşı Litofasiyesi, C) Kumtaşı-Kumlu Kireçtaşı litofasiyesi, D) ve E) Dolomit litofasiyesi F) İstiftaşı-tanetaşı litofasiyesi, S:sparit, İ:intraklast, O: ooid, Os: ostrakod, F: feldispat, Q: kuvars, D: dolomit, P: peloid

Karadan türeme kırıntılar özellikle litofasiyesin taban seviyelerinde, %5-10 arasında değişen oranlarda gözlenir. Kırıntılı taneler genellikle kuvars ve nadir olarak da bazalt parçalarından oluşur. Çoğunluğu elipsoidal ve yuvarlak şekilli olan kayaç kırıntılarının boyutları, 100-300 µm arasında değişir.

Litofasiyese kesin yaş verebilecek herhangi bir paleontolojik veri bulunmamaktadır. Taslı (1993) litofasiyesin yaşını, Kalluviyen?-Oksfordiyen olarak belirlemiştir. Bununla

birlikte litofasiyesin Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmesi ve Kimmerisiyen-Titoniyen yaşlı istiftaş-tanetaşı litofasiyesi tarafından uyumlu olarak üzerlenmesi yaşının Kalloviyen?-Oksfordiyen olabileceğini gösterir (Kırmacı, 1992, Koch vd., 2008).

Litofasiyesin istiftaş ve tanetaşı dokusal özelliğinde gelişmiş olmasının yanı sıra, bu kayaların önemli oranlarda oolit içermesi, litofasiyesin yüksek enerjili sığ ortamlardaki oolit sıklıklarında çökeldiğini gösterir (6'ncı Fasiyes Zonu; Wilson, 1975). Bazı katmanların vake tip kayalardan oluşması, bu katmanlarda az oranda ooidler bol oranda ise iskeletsel taneler, intraklastlar, peloidler, onkoidlerin gözlenmesi, litofasiyesin çökme ortamının zaman zaman oolit sıklıklarının arka yamacına (7'nci Fasiyes Zonu; Wilson, 1975) dönüştüğüne işaret eder (Kırmacı, 1992).

3.2.4.2. Çamurtaş Litofasiyesi (DB)

İnceleme alanında, istiftaş-tanetaşı litofasiyesi üzerine uyumu olarak gelen çamurtaş litofasiyesi, kumtaş-kumlu kireçtaş litofasiyesi ile uyumsuz olarak üzerlenir (Şekil 3.19). Gri-koyu gri renkli olan litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 30 m olup, katman kalınlıkları 10-100 cm arasında değişir.

Peloidler litofasiyesin en bol görülen karbonatlı bileşenlerini oluşturur. Genel olarak yuvarlak ve elipsoidal şekilli, içyapısız olup, bunların boyutları 30-50 mikron arasında değişir (Şekil 3.21).

Litofasiyes, birkaç farklı seviyede gözlenen vaketaşı ve dolomit katmanlarının haricinde, tamamen çamurtaş dokusal özelliğinde gelişmiştir (Şekil 3.10). Litofasiyeste bol olarak bulunan karbonatlı taneleri, peloidler ve iskelet taneleri oluşturur. Litofasiyeste gözlenen karbonatlı tanelerin bolluk oranları, hacimsel olarak, %1-30 arasında değişmektedir. Bu oran, vaketip kayalardan, çamurtaş tip kayalara doğru tedrici olarak azalmakta ve özellikle litofasiyesin üst kesimlerinde bulunan bazı çamurtaş tip katmanlarında %1'ler ile temsil olmaktadır. Bunlara ek olarak, litofasiyeste biyoturbasyon ve kuş gözü yapılarına rastlanılmıştır.

Iskeletli taneler, hacimsel olarak, %5-10 arasında değişen oranlarda bulunur. Bunların önemli bir kısmını bentik foraminiferler (özellikle miliolid), diğer kısmını ise, bolluk sırasına göre alg, pelesipod, ekinoderm ve ostrakod gibi farklı gruplar oluşturur.

Litofasiyese kesin yaş verebilecek herhangi bir paleontolojik veri bulunmamaktadır. Bununla birlikte, Taslı (1993) Kale (Gümüşhane) yöresinde tanımladığı '*Calcaires micritiques a oncolithes et Alveosepta*' fasiyesine karşılık gelir. Taslı(1993) tarafından birim, bentik foraminifere göre üst Oksfordiyen-erken Kimmersiyen'e yerleştirilmiştir.

Litofasiyesin genellikle çamurtaşı özelliğinde gelişmiş olması, bunların yanısıra, litofasiyeste miliolid gibi küçük bentik foraminiferler, peloid, ostrakod ve kuş gözü yapılarının gözlenmesi, litofasiyesin düşük enerjili, sığ, açık denizden ayrılmış ortamlardaki lagünlerde (8'nci Fasiyes Zonu; Wilson, 1975) çökeldiğini gösterir (örneğin Kırmacı, 1992).

3.2.4.3. Kumtaşı-Kumlu Kireçtaşı Litofasiyesi (DC)

Kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi, çamurtaşı litofasiyesi üzerine uyumsuz olarak oturur ve dolomit litofasiyesi tarafından uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 3.19). Litofasiyesin toplam kalınlığı ölçülü stratigrafik kesitinin alındığı yerde yaklaşık 30 metre olup, yanal yönde bu kalınlık farklılıklar göstermektedir. Litofasiyes, arazide, sarı rengi ve farklı litolojik özellikleriyle altındaki ve üstündeki litofasiyeslerden kolayca ayırt edilir. Katman kalınlıkları, 20 cm-50 cm arasında değişir.

Litofasiyesin alt kesimlerini genellikle kumtaşı katmanları oluşur ve üst seviyelere doğru dereceli bir şekilde azalarak yerlerini kumlu kireçtaşlarına bırakır (Şekil 3.19). Litofasiyesin tabanını oluşturan kumtaşları genellikle kayaç kırıntılı feldispatik arenit dokusal özelliğinde gelişmiştir. Kötü boylanma gösteren kumtaşlarının, hacimsel olarak, yaklaşık %60'ını feldspatlar diğer kısmını ise kayaç kırıntıları ve kuvarlar oluşturur. Feldspatlar, köşeli-yarı köşeli taneler şeklinde ve boyutları genellikle 100 -250 µm arasında değişir. Kayaç kırıntıları ise karadan türeme bazalt ve havza içinden türeme intraklastlardan oluşur. Genellikle yuvarlak-yarı yuvarlak şekilli olan kayaç kırıntılarının boyutları, 250 µm-2 mm arasında değişir. Kuvarlar ise 250-500 µm arasında değişen boyutlara sahip köşeli yarı-köşeli şekillidir. Litofasiyesin üst kesimlerine doğru karadan türeme kırıntıların giderek azalması sonucunda, kumtaşı katmanları yerlerini kumlu kireçtaşlarına bırakır. Litofasiyesin üst seviyelerini oluşturan kumlu kireçtaşı katmanları genellikle, istiftaşı-tanetaşı özelliğinde gelişmiştir. Bu katmanlardaki karbonatlı taneleri, bolluk oranlarına göre, intraklastlar, iskeletsel taneler ve peloidler oluşturur. Intraklastlar, kumlu kireçtaşı katmanlarının en bol görülen karbonatlı bileşenlerini oluşturur. Genellikle

iç yapı gösterirler ve yuvarlak ve/veya elipsoidal şekillere sahip olup, boyutları 500 µm-2 mm arasında değişir. İskeletsel taneleri ise %10-20 arasında değişen oranlarda bulunan foraminifer, alg, pelesipod, gastropod, ekinoderm ve ostrakod gibi değişik gruplara ait fosiller oluşturur. Peloidler ise %5-10 arasında değişen oranlarda bulunur. Elipsoidal-yuvarlak şekilli olup, çamur pelletlere benzerlik gösterir. Kumlu kireçtaşı katmanlarındaki karbonatlı olmayan taneleri ise feldispat ve kuvarslar gibi karadan türeme kırıntılar oluşturur. Bunların oranları alt kesimlerde %5-10 arasında değişir ve litofasiyesin en üst kesimlerine doğru dereceli bir şekilde azalarak yerlerini havza içinden türeme ekinoderm ve bryozoa kırıntıları ile intraklastlara bırakırlar.

Litofasiyese kesin yaş verebilecek herhangi bir paleontolojik veri bulunmamaktadır. Litofasiyes, stratigrafik konumu ve litofasiyes özellikleri ile Taslı (1993) tarafından tanımlanan 'birim c'ye karşılık gelir. Birimin yaşı Berriaziyen-Valanjiniyen olarak belirlenmiştir.

Litofasiyesin alt seviyelerinin kumtaşlarından, orta ve üst kesimlerinin ise kumlu kireçtaşı katmanları oluşması, ekstraklastların litofasiyesin üst kesimlerine doğru dereceli bir şekilde azalması, litofasiyesin karadan türeme kırıntı girdisinin yüksek olduğu kıyı çizgisine, yakın kısıtlı lagünde çökeldiğini gösterir (Kırmacı, 1992).

3.2.4.4. Dolomit Litofasiyesi (DD)

Dolomit litofasiyesi, kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur, istiftaşı-tanetaşı litofasiyesi tarafından uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 3.19). Litofasiyes toplam 75 m olup, katman kalınlıkları 30-150 cm arasında değişir. Dolomit litofasiyesi, genellikle açık gri-buğday renklidir (Şekil 3.20C).

Litofasiyes, arazide, rengi ve farklı litolojik özellikleriyle altındaki ve üstündeki litofasiyeslerden ayırt edilebilmektedir. Ayrıca, birkaç farklı seviyede gözlenen dolomitik kireçtaşı ve vaketaşı katmanları haricinde litofasiyes, tümüyle dolomitlerden oluşur (Şekil 3.19 ve Şekil 3.21).

Litofasiyese kesin yaş verebilecek herhangi bir paleontolojik veri bulunmamaktadır.

3.2.4.5. İstiftaşı-Tanetaşı Litofasiyesi (DE)

İnceleme alanında istifin en üst seviyelerini oluşturan litofasiyesi, dolomit litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur (Şekil 3. 19) Genellikle açık gri renkli olan litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 125 m'dir ve katman kalınlıkları 50-150 cm arasında değişir. Litofasiyesi, makroskobik olarak altındaki dolomit litofasiyesinden renk ve litolojik yapısıyla ayırt edilebilmektedir.

Litofasiyesi, birkaç farklı seviyede gözlenen dolomit ve vaketaşı katmanları haricinde, tümüyle istiftaşı ve tanetaşı dokusal özelliğinde gelişmiştir (Şekil 3.19). Yaygın olarak istiftaşı ve daha az olarak da tanetaşı dokusal özelliğinde gelişmiştir. Bu katmanlardaki karbonat taneler, azalan bolluk sırasına göre, peloidler, iskelet taneler ve intraklastlarla temsil olunur (Şekil 3.21). Karbonat tanelerin yanı sıra, litofasiyesin farklı seviyelerinde, değişen oranlarda karadan türeme kırıntılar gözlenir.

Litofasiyeste bol bulunan karbonat tanelerini pelloidler oluşturur. Peloidler kayalık içerisinde homojen bir dağılım gösterirler ve bolluk oranları, hacimsel olarak, yaklaşık %20-50 arasında değişir. Genellikle, yuvarlak ve elipsoidal şekilli olan peloidler içyapısızdır. Boyutları genellikle 50-150 mikron arasında değişir ve ince-kesitlerde ölçülen hâkim boyut, yaklaşık 75 mikron civarındadır.

İskeletsel taneler, hacimsel olarak, %10-40 arasında değişen oranlarda bulunur. Önemli bir kısmını, bentik foraminiferler, diğer kısmını ise bolluk sırasına göre, ostrakod, gastropod, alg, pelesipod, ekinoderm kırıntıları ve hidrozoa oluşturur. Litofasiyesi içerisinde gözlenen bentik foraminiferlerin hemen tamamı biyomorf yapıdadır ve genellikle mikritleşmişlerdir.

Litofasiyesi içerisinde diğer karbonatlı tanelere oranla daha az miktarlarda görülen intraklastların litofasiyesi içerisinde bulunuş oranları, hacimsel olarak, yaklaşık %15 civarındadır. Boyutları yaklaşık 500 µm-0.1cm arasında olup, kayalar içerisinde homojen bir dağılım göstermezler. Genellikle yarı yuvarlak şekilde olan intraklastlar içyapı göstermezler. Litofasiyeste gözlenen peloidlerden boyutları ile ayrılır.

Karbonatlı tanelerin yanı sıra, litofasiyesin farklı seviyelerinde gözlenen karadan türeme kırıntılar litofasiyesi içerisinde, hacimsel olarak, yaklaşık %5-50 arasında değişen oranlarda bulunur. Farklı seviyelerdeki katmanların alt kesimlerinde bu oran yaklaşık %50 civarında iken katmanın üst kesimlere doğru tedrici olarak azalır ve %5'lere kadar düşer. Karadan türeme kırıntılar feldispatlar ve kuvarlar ile temsil olur. Köşeli-yarı köşeli olan

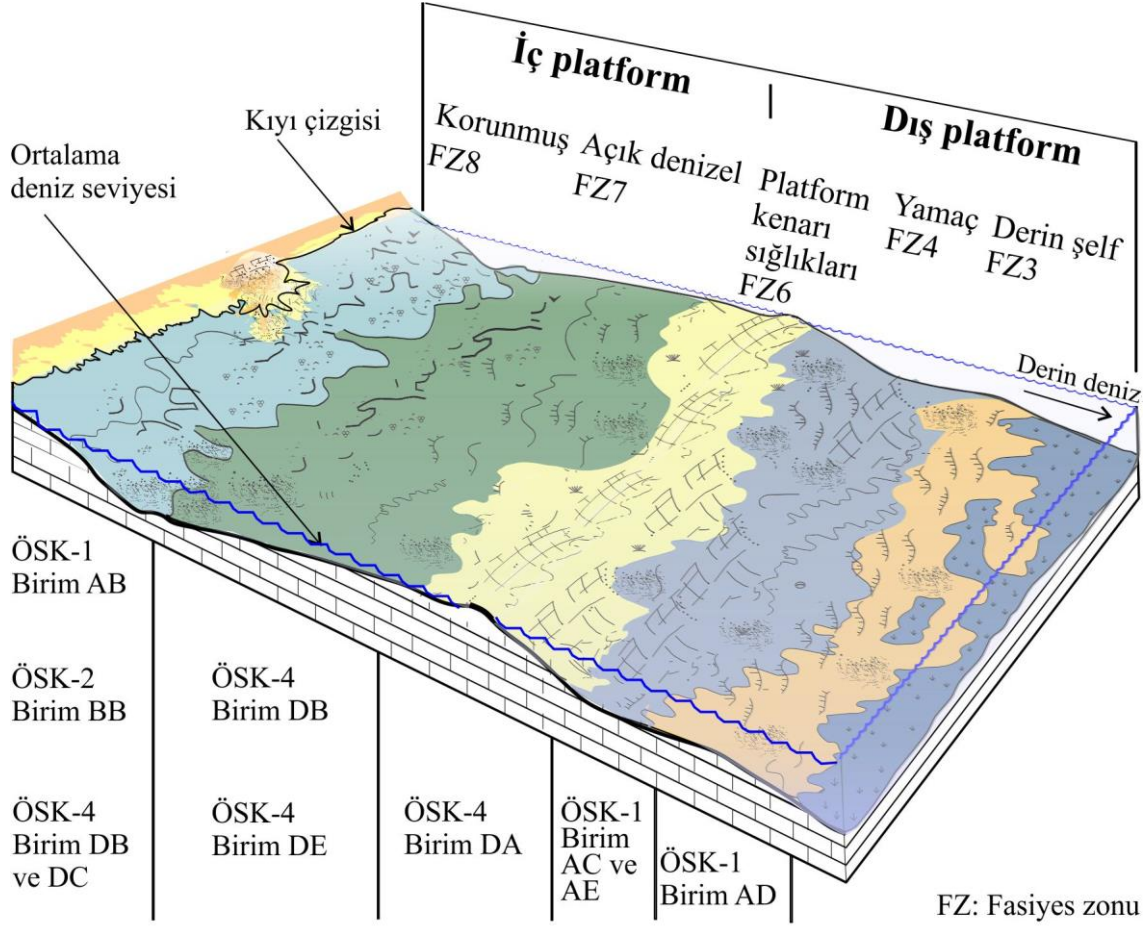
feldispatların boyutları 150-250 mikron arasında değişir. Benzer şekilde, kuvarslar da köşeli-yarı köşelidir ve bunların boyutları 100-200 mikron arasında değişir. Kuvars ve feldispatların tane boyutları bu katmanların alt seviyelerinden üste doğru, azalan bolluk oranlarıyla birlikte, giderek küçülür.

İncelenen kesitlerde litofasiyese kesin yaş verebilecek herhangi bir paleontolojik veri bulunmamaktadır. Bununla birlikte Koch vd., (2008) litofasiyesin yaşının Valanjiniyen-Barremiyen olabileceğini önermişlerdir.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların dokusal gelişimi ve sığ şelf ortamını karakterize eden fauna içeriği, çökeltme ortamının gelgit altı, sığ ve çalkantılı şelf lagün (7'nci Fasiyes Zonu; Wilson, 1975) özelliğinde olduğunu gösterir (örneğin Kırmacı, 1992). Bunlara ek olarak bazı istiftaş katmanlarında küçük miliolid, textularid ve ostrokodlardan oluşan kısıtlı fauna içeriği ve bol miktarlarda peloid içermeleri bunların şelf lagünlerdeki korunmuş ortamda (8'nci Fasiyes Zonu; Wilson, 1975) çökeldiklerine işaret eder (örneğin Kırmacı, 1992). Litofasiyesin birkaç farklı seviyelerinde gözlenen karadan türeme kırıntıların varlığı, kıyıya yakın çökeltme ortamındaki ortamsal koşulların (deniz seviyesinin), zaman zaman değiştiğinin bir göstergesi olabilir (örneğin Kırmacı, 1992).

3.2.5. Dolomit Litofasiyesinin Yanal Devamlılığı

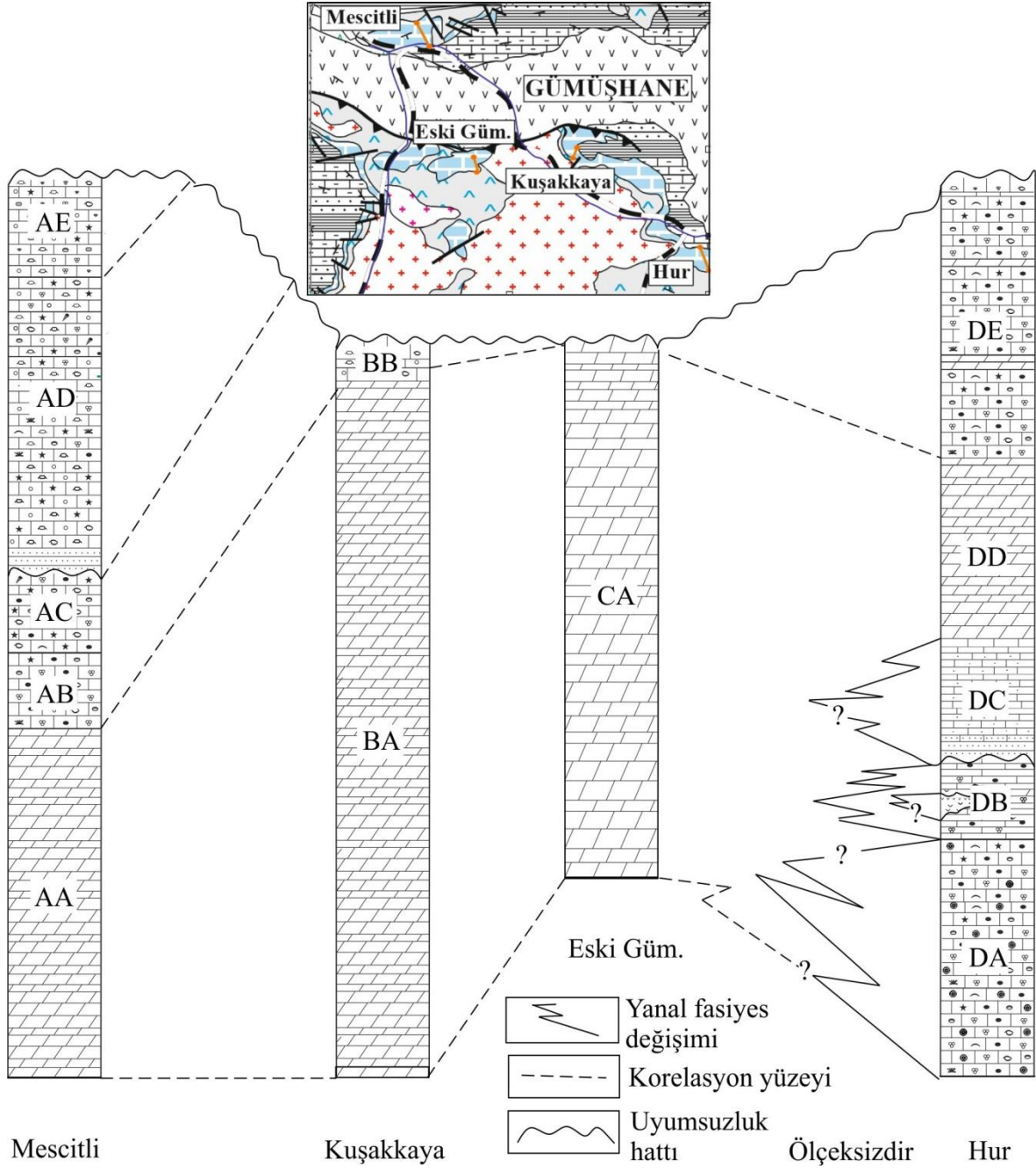
Gümüşhane yöresinde, Berdiga Formasyonu'nu oluşturan karbonat istiflerinin, genellikle alt kesimleri, yaygın olarak dolomitleşmiştir (Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamasında). İnceleme alanında farklı lokasyonlardan alınan stratigrafik kesitlerin sedimentolojik incelemeleri, Berdiga Formasyonu'nun oluşturan karbonat istiflerinin iç platformdan derin şelf ortamlarına doğru değişen sedimanter ortamlarda çökeldiklerini ortaya koymuştur (Şekil 3.22). Gözlenen farklı litofasiyesler, gerek farklı yörelerden alınan stratigrafik kesitlerin uzak mesafelerde olmaları, gerekse bazı kesitlerin üst seviyelerinin eksik olması veya kesitlerin tümüyle dolomitleşmiş olmasından dolayı, genellikle kısa yayımlıdır. Buna karşın dolomit litofasiyesi geniş bir yayılıma sahiptir (Şekil 3.23). Mescitli yöresinde dolomit litofasiyesi birimin yalnızca alt kesimlerinde gözlenirken, Kuşakkaya yöresinde ise, en üst kesimdeki yaklaşık 5 m'lik peloidli istiftaş-vaketaşı litofasiyesi hariç, istif tümüyle dolomit litofasiyesi ile temsil olur. Benzer şekilde, Eski Gümüşhane yöresinde istifin tümü dolomit litofasiyesinden oluşur. Hur yöresinde ise dolomit litofasiyesi ara seviyeler şeklinde gözlenmektedir.



Berdiga Formasyonu'nda gözlenen farklı litofasiyesler

Ölçeksizdir

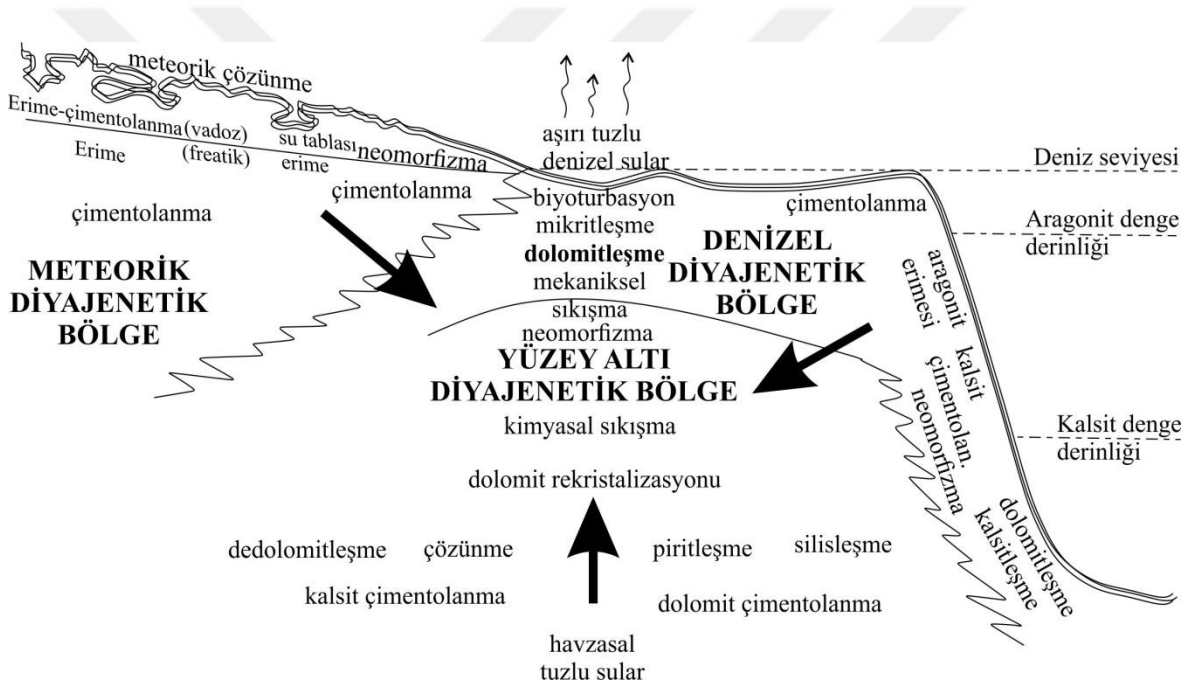
Şekil 3.22. Berdiga Formasyonu'na ait litofasiyeslerin çökelme ortamlarının genelleştirilmiş şematik görünümü (Wilson, 1975'ten değiştirilerek), ayrıntılar için metne bakınız. AB: Bentik foraminiferli istiftaşı litofasiyesi, AC: Alloktan biyoklastik peloidli tanetaşı litofasiyesi, AD: Sünger spiküllü istiftaşı-vaketaşı litofasiyesi, AE: Alloktan biyoklastik istiftaşı litofasiyesi, BB: Peloidli istiftaşı-vaketaşı litofasiyesi, DA: Ooidal tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi, DB: Çamurtaşı litofasiyesi, DC: Kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi, DE: İstiftaşı-tanetaşı litofasiyesi



Şekil 3.23. İnceleme alanında Üst Jura-Alt Kretase Berdiga Formasyonu'nun yan ve düşey yöndeki litofasiyes dağılımı. AA: Dolomit litofasiyesi, AB: Bentik foraminiferli istiftaşı litofasiyesi, AC: Alloktan biyoklastik peloidli tanetaşı litofasiyesi, AD: Sünger spiküllü istiftaşı-vaketaşı litofasiyesi, AE: Alloktan biyoklastik istiftaşı litofasiyesi, BA: Dolomit litofasiyesi, BB: Peloidli istiftaşı-vaketaşı litofasiyesi, CA: Dolomit litofasiyesi, DA: Ooidal tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi, DB: Çamurtaşı litofasiyesi, DC: Kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi, DD: Dolomit litofasiyesi, DE: İstiftaşı-tanetaşı litofasiyesi

3.3. Karbonatların Diyajenetik Geçmişi

Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarının ilk oluşumlarından itibaren günümüze kadar geçirmiş oldukları diyajenetik süreç, onların mineralojisi, porozitesi ve kimyası üzerinde bir çok değişimin meydana gelmesine neden olmuştur. Petrografik incelemeler, bu değişimlerin denizel, meteorik ve yüzey altı olmak üzere üç ana diyajenetik bölgede gerçekleştiğini göstermektedir. Kuşakkaya ve Eski Gümüşhane yöresindeki kireçtaşlarının, neredeyse, hemen hemen tümünün yaygın olarak dolomitleşmiş olması kireçtaşlarının ilksel çökelim dokularının tamamen yok olmasına neden olmuştur. Kireçtaşlarına ait diyajenetik ürünler Mescitli ve Hur yörelerindeki kireçtaşı fasiyeslerine dayandırılmıştır.



Şekil 3.24. Berdiga Formasyonu'nda gözlenen diyajenetik olayların meydana geldiği bölgelerin şematik görünümü (Moore (1989) 'dan değiştirilmiştir)

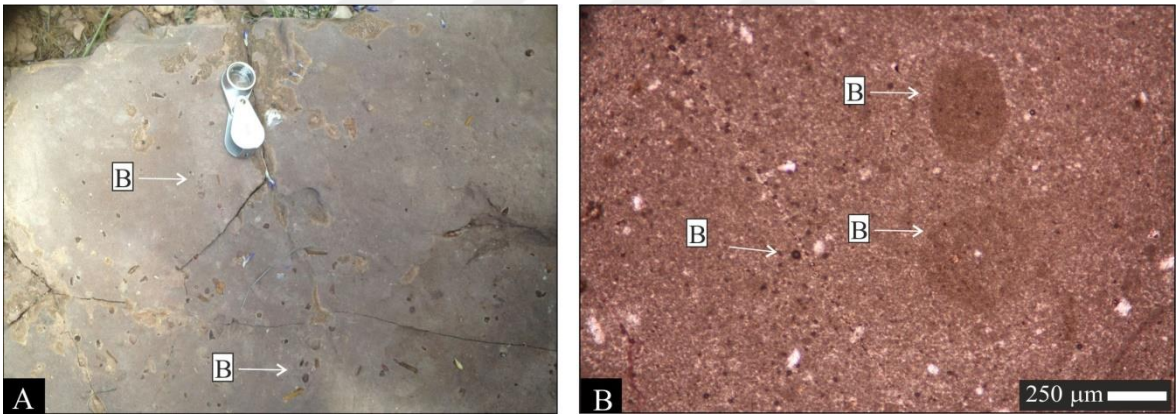
3.3.1. Denizel Diyajenetik Bölge

Berdiga Formasyonu'nu oluşturan kireçtaşları, diyajenezin erken safhasına (sığ gömülme) karşılık gelen, normal tortulaşma sıcaklıklarında ve tuzluluklardaki deniz suyu ile karakterize edilen denizel diyajenetik bölgede pekçok değişime uğramışlardır. Bu

değişimlerin başlıcaları; (i) biyoturbasyon, (ii) mikritleşme, (iii) denizel çimentolanma ve (iv) dolomitleşmedir (Şekil 3.24).

3.3.1.1. Biyoturbasyon

Biyoturbasyon, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarındaki çamurtaşı-vaketaşı fasiyesleri gibi, çamurlu fasiyeslere ait kesitlerde gözlenir (Şekil 3.25A, B). Genellikle çamurlu fasiyeslerde, mikrokristalen kalsitden oluşan çamur içerisinde boyutları 70-200 μm arasında değişen oval ve elipsoidal şekillere sahip benekler şeklinde gözlenir. Bu tür yapılar, istifi oluşturan karbonat bileşenlerinin henüz gevşek durumda olduğu (taşlaşmaya uğramadığı) safhada, deniz tabanında hareket eden bentik organizmaların yaşamsal faaliyetlerinin sonucunda oluşur.

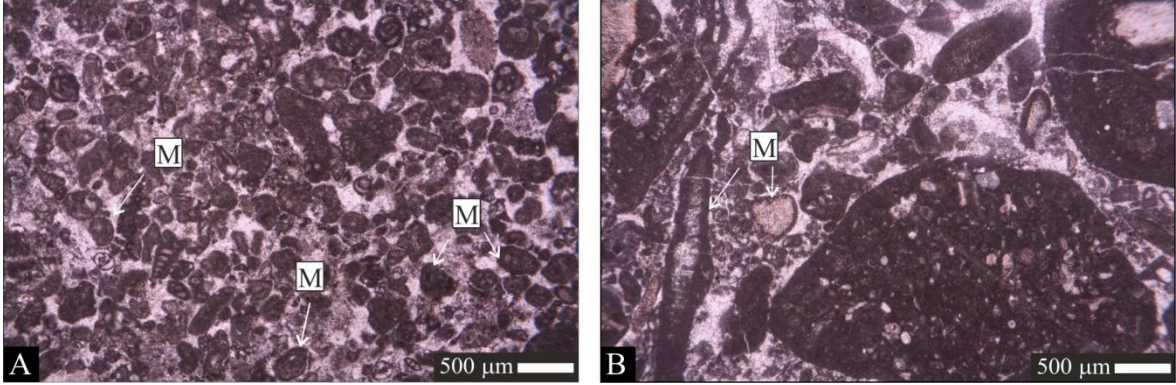


Şekil 3.25. Mescitli yöresinde Berdiga Formasyonu'ndaki biyoturbasyon yapılarının arazi görünümü (A) ve mikroskop görüntüsü (B) B: biyoturbasyon yapıları

3.3.1.2. Mikritleşme

Denizel diyajenetik bölgede meydana gelen mikritleşme Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarına ait kireçtaşı fasiyeslerinde yaygın olarak gözlenir. Mikritleşme, tanetaşı ve istiftaşı fasiyeslerinde, karbonatlı tanelerin (özellikle iskeletsel tanelerde) etrafını çevreleyecek ya da tanelerin tamamını kaplayacak şekilde gelişmiştir (Şekil 3.26A, B). Petrografik incelemeler, mikritleşmenin karbonatlı tanelerin yüzeyinden tane

içerisine doğru farklı kalınlıklarda ve düzensiz yapıda geliştiğini ortaya koymuştur. Mikritleşme sınırının düzensiz olması, bu yapıların yüzlek ooidlerden ayrılmasına olanak



Şekil 3.26. Berdiga Formasyonu'nda tüm taneyi kaplayacak şekilde gelişmiş mikritleşme (A) ve karbonatlı tanelerin etrafını çevreleyecek şekilde gelişmiş mikritleşmelerin (B) mikroskop görüntüleri, M: mikritleşme

tanımlanmaktadır. Bazı karbonatlı tanelerde mikritleşmenin tüm taneyi kaplayacak şekilde gelişmiş olması bu tanelerdeki ilksel yapının tümüyle tahrip olmasına neden olmuştur (Şekil 3.26A, B). Taneler üzerindeki mikritleşmenin varlığı diyajenezin erken safhasında sünger, bakteri, alg, fungi gibi organizmaların, karbonat taneler üzerinde açmış oldukları mikro-delgilerin mikritle dolması sonucu oluştuğuna işaret eder.

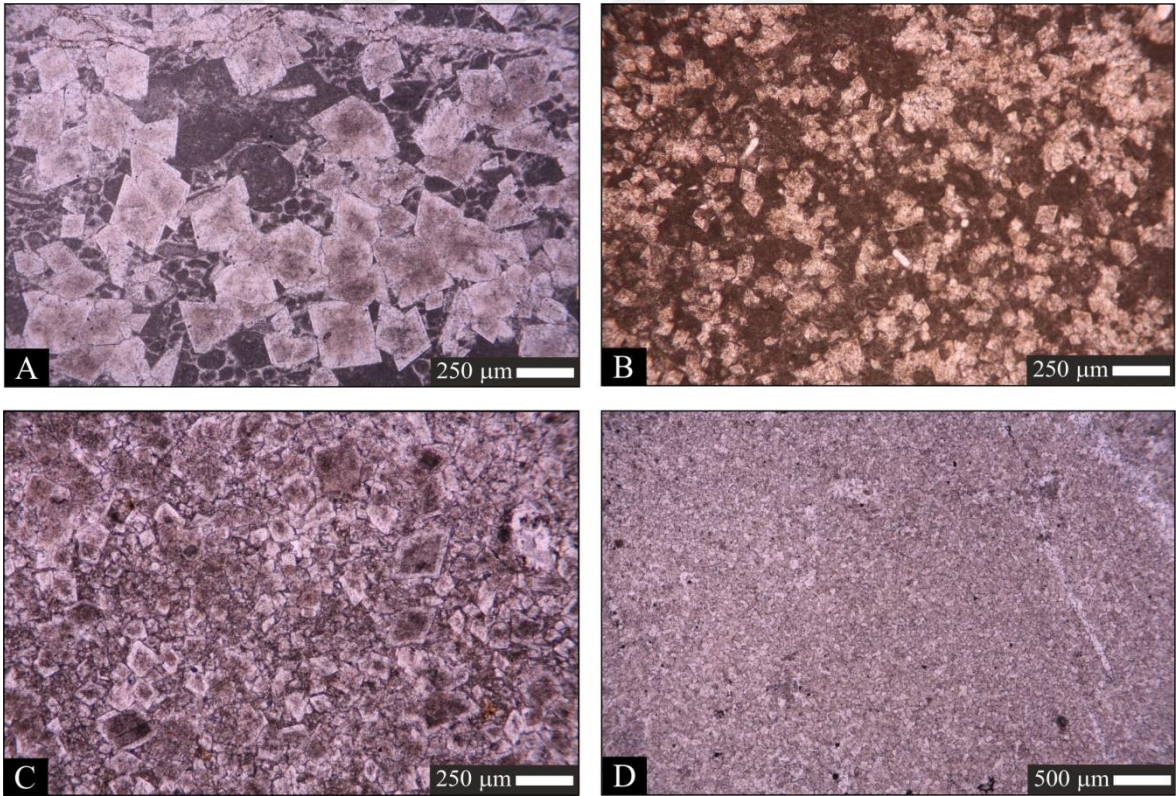
3.3.1.3. Denizel Çimentolanma

Mescitli ve Hur yörelerine ait kesitlerde, tanetaşı fasiyeslerinde, denizel diyajenetik ortamı karakterize eden çimentolar, karbonat bileşenlerinin etrafında veya bazı bentik foraminiferlerin iç kısımlarında gelişmiştir. Karbonat bileşenlerinin etrafındaki denizel diyajenetik çimentolar, eş boyutlu kenar çimento şeklindedir. Kavkılarının iç kısımlarındaki denizel çimento genellikle lifli ışınal kristaller tarafından oluşturulur. Birçok araştırmacı, eş boyutlu kenar çimentolanmanın genellikle yüksek magnezyen kalsitten oluştuğunu, lifli ışınal kristallerin ise aragonitik bileşimli olduğunu ve bunların genellikle yüzeye yakın denizel diyajenetik ortamı karakterize ettiğini öne sürmüşlerdir (Longman, 1982). Gerek petrografik çalışmalarda belirlenen çimento parasekansısı gerekse literatür araştırmaları, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarına ait eş boyutlu kenar ve ışınal lifli çimentoların

diyajenezin erken safhasında havza tabanına yakın deniz suyu sıcaklıklarındaki ve tuzluluklarındaki alanları işaret ettiğini ortaya koyar.

3.3.1.4. Dolomitleşme

Dolomitleşme, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarında yaygın olarak gözlenen diyajenetik bir olaydır. Eski Gümüşhane ve Kuşakkaya yörelerinde istifin hemen hemen tamamı dolomitleşmiş olmasına karşın, Mescitli yöresinde ise istifin yalnızca ilk 150 metrelik kısmını etkilemiştir. Hur yöresinde ise dolomitleşme Üst Jura-Alt Kretase karbonat istifinin alt kesimlerinde ve ara seviyeler halinde gelişmiştir. Yerdeğiştirme şeklinde gelişen dolomitleşme, farklı dolomit tipleri ile temsil edilmekte (Şekil 3.27) ve bunlar düşük amplitütlü stilolitler tarafından kesilmektedir (Şekil 3.28).



Şekil 3.27. Tanetaşların yerini alan dolomitler (A), çamurtaşların yerini alan dolomitler (B), orta-iri kristalli dolomitler (C), mikrokristalen dolomitler (D)

Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarındaki yerdeğiştirme dolomitlerinin orta gömülme derinliklerinin başlangıcını ifade eden düşük amplitütlü stilolitler tarafından

kesilmesi, bunların düşük genlikli stilolitlerin oluşumundan önce, sığ gömülme derinliklerinde oluştuklarını gösterir (Lind, 1993; Nicolaides ve Wallace, 1997; Chen vd, 2004; Kırmacı ve Akdağ, 2005; Kırmacı, 2008, 2013).

Kesitlerde yaygın olarak gözlenen mikrokristalli ve düz kristaller arası sınırlara sahip dolomitler yüzey altına yakın düşük sıcaklık koşulları altında oluşan dolomitlerle (Gregg ve Sibley, 1984; Sibley ve Gregg, 1987) tamamen benzer dokusal özelliklere sahiptir (Şekil 3.27). Bu durum mikrokristalen dolomitlerin söz konusu dolomitlerle benzer koşullar altında (diyajenezin erken safhasında) oluştuklarını gösterir. Diğer taraftan Machel ve Anderson (1989), çamurlu fasiyeslerin diyajenezin başlangıç safhalarında en yüksek özel yüzey alanlarına ve nispeten yüksek porozite ve permeabiliteye sahip olduğunu ileri sürmüştür. Mikrokristalli dolomitlerin yaygın olarak çamurlu fasiyeslerde geliştiği gözönüne alındığında (Gregg ve Sibley, 1984; Sibley ve Gregg, 1987; Durocher ve Al-Asm, 1997; Mresah, 1998) bunların diyajenezin erken safhalarındaki dolomitleşmeye karşılık geldiğini gösterir.

3.3.2. Yüzeyaltı Derin Gömülme Diyajenetik Bölge

İncelenen kesitlere ait petrografik incelemeler, Berdiga Formasyonu'nu oluşturan Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarının ,diyajenezin orta-geç evresinde gömülmeye bağlı olarak giderek artan sıcaklık ve yük basıncı ile denizel diyajenetik bölgeden yüzey altı - derin gömülme diyajenetik bölgeye geçiş yaptıklarını ortaya oymaktadır. Bu bölge nispeten daha yüksek basınç ve sıcaklık koşulları ve kayaç-su etkileşimi sonucu değişikliğe uğramış diyajenetik sıvılar ile karakterizedir. Petrografik incelemeler, Berdiga Formasyonu'nu oluşturan karbonatların, bu bölgeyi karakterize eden pek çok mineralojik ve petrografik değişikliklere maruz kaldığını göstermektedir. Bu diyajenetik değişimlerin başlıcaları neomorfizma, fiziksel ve kimyasal sıkışma, çözünme, rekristalizasyon, dolomit çimentolanma, silişleşme, piritleşme, dedolomitleşme ve geç fazlı kalsit çimentolanmalardır (Şekil 3.24).

3.3.2.1. Neomorfizma

Mescitli ve Hur yörelerinde neomorfizma gerek tanetaşı gerekse istiftaşı ve vaketaşı fasiyeslerinde nadir olarak gözlenir. Özellikle Mescitli yöresine ait istiftaşı ve vaketaşı fasiyeslerine ait incekesitlerin ayrıntılı petrografik incelemeleri, ilksel olarak aragonitik olan iskeletsel bileşenlerin mozayik sparikalsite dönüştüğünü ortaya koymuştur. Özellikle pelesipod kavkılarında gözlenen neomorfizma genellikle kavkının merkezinden dış kesimlere doğru gelişmiştir. Bazı kesitlerde iskeletsel tanelerin dış kesimlerinde ilksel dokular korunurken, diğer bazı kesitlerde ise neomorfizma kavkılarının ilksel özelliklerini yok ederek kavkının tümüyle mozayik spari kalsite dönüşmesini sonuçlamıştır.

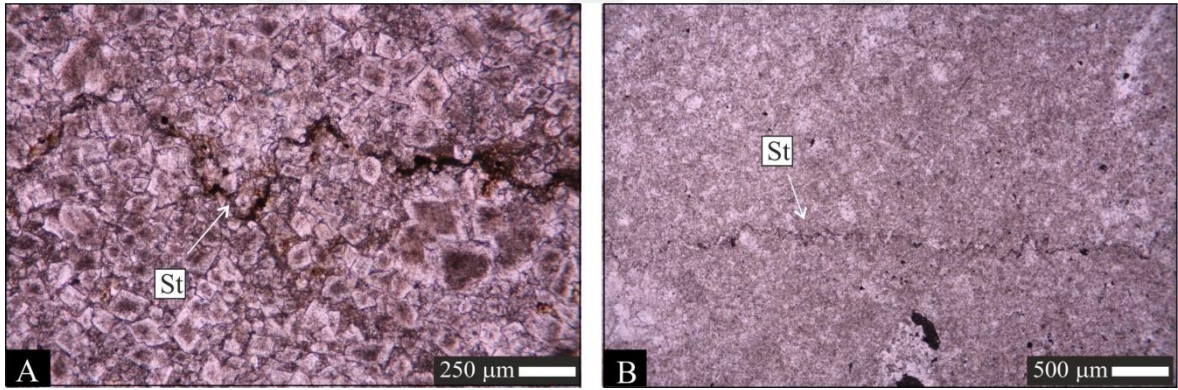
3.3.2.2. Fiziksel sıkışma

Petrografik incelemeler, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarında gözlenen tüm fasiyeslerinin, fiziksel sıkışmaya maruz kaldığını ortaya koymuştur. Fiziksel sıkışma sığ gömülmenin ilerleyen safhalarında, üzerleyen çökellerin basıncı nedeniyle, vaketaşı ve çamurtaşı fasiyesleri gibi çamurlu fasiyeslerde kayacın porozitesinin önemli oranda düşmesine neden olmuştur. Tanetaşı ve istiftaşı fasiyeslerinde ise karbonatlı tanelerin daha sıkı paketlenerek yeniden dizilmesi, taneler arası nokta ve konveks-konkav dokanak oluşumlarını sonuçlamıştır.

3.3.2.3. Kimyasal Sıkışma

Geç Jura Erken Kretase yaşlı karbonatların, devam eden diyajenez süresi boyunca artan gömülme derinliklerinde, üstündeki yük basıncının artması karbonat bileşenler arasındaki dokanak hattı ve/veya dolomitlerde, mineralojik süreksizlik hatları boyunca kısmi olarak çözülmeye yol açmıştır. Basınç çözülmesi veya kimyasal sıkışma olarak bilinen bu diyajenetik süreç, Geç Jura Erken Kretase yaşlı karbonatlarda yaygın olarak gözlenen stilolitleşmeye neden olmuştur. Berdiga Formasyonu'nda, katmanlaşmaya paralel olarak gözlenen stilolitler hem kireçtaşı hem de dolomit katmanlarında yaygın olan stilolitler pik genlikleri nadiren 3 mm'ye erişen ve yanal devamlılıkları birkaç metreyi geçmeyen düşük amplitütlü stilolitler şeklindedirler (Şekil 3.28). Birçok araştırmacı,

çamurlu kireçtaşlarında, katmanlaşmaya paralel olarak gelişen düşük amplitütlü stilolitleşmenin orta gömülme derinliklerinin başlangıç aşamasına karşılık gelen, yaklaşık 500 metrelik gömülme derinliklerinde oluşmaya başladıklarını ifade etmişlerdir (Dunnington, 1967; Lind, 1993). Dolomitlerin kireçtaşlarına nazaran daha dirençli bir yapı göstermeleri, dolomitlerde düşük amplitütlü stilolitlerin oluşması için, kireçtaşlarına nazaran biraz daha fazla gömülme derinliklerine ihtiyaç duyulmaktadır (Mountjoy ve Amthor, 1994). Üst Jura-Alt Kretase Berdiga Formasyonu'na ait dolomitlerin düşük amplitütlü stilolitler tarafından kesilmiş olması, orta gömülme derinliklerinden önceki diyajenetik safhada oluştuklarını gösterir. Buna karşın, kireçtaşlarında derin gömülme diyajenetik ortamın belirteci olan amplitütlü stilolitlerin gözlenmesi bu kayaçların geç diyajenetik safhada derin gömülmeye maruz kaldıklarını ortaya koyar.

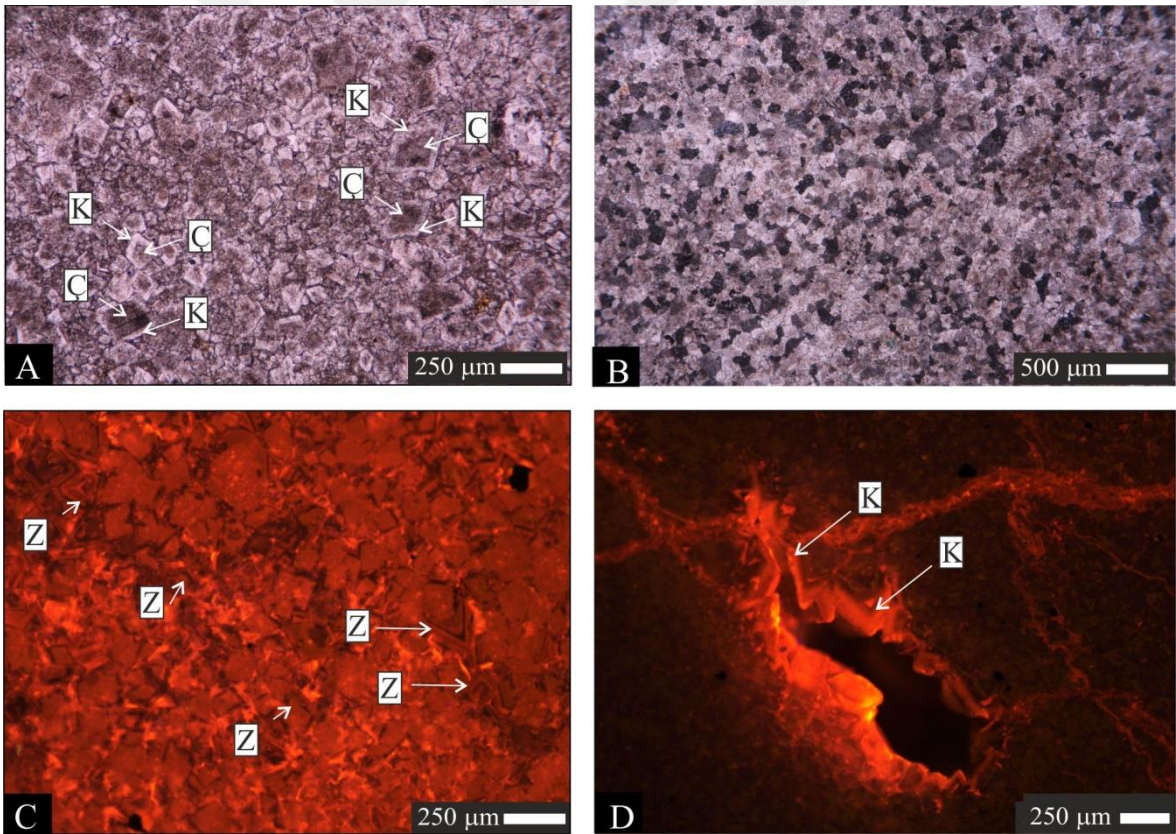


Şekil 3.28. Berdiga Formasyonu'nda orta-iri kristalli dolomitleri ve mikrokristalen dolomitleri kesen stilolitler (A, B), St: stilolitler

3.3.2.4. Dolomit Rekristalizasyonu

Üst Jura-Alt Kretase Berdiga Formasyonu'ndaki dolomit fasiyeslerine ait örneklerin petrografik incelemeleri, söz konusu dolomitlerin yaygın olarak rekristalizasyona uğradıklarını gösterir. Petrografik incelemelerde, farklı dolomit dokularına ait dolomit kristallerin herbirinin incekesitlerde (i) hemen hemen eş boyutlu ve (ii) birbirleriyle sıkı kenetlenmiş oldukları gözlenmiştir (Şekil 3.29A, B). Buna ek olarak, aynı örneklere ait katodoluminisans (CL) çalışmaları, orta-iri kristalli planar-s dolomit kristallerin merkezinden kenarlarına doğru farklı diyajenetik zamanlarda meydana gelen çok fazlı kenar büyümelere sahip olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 3.29C, D). Bu durum, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarındaki dolomit fasiyeslerinin, geç fazlı diyajenetik sıvılar

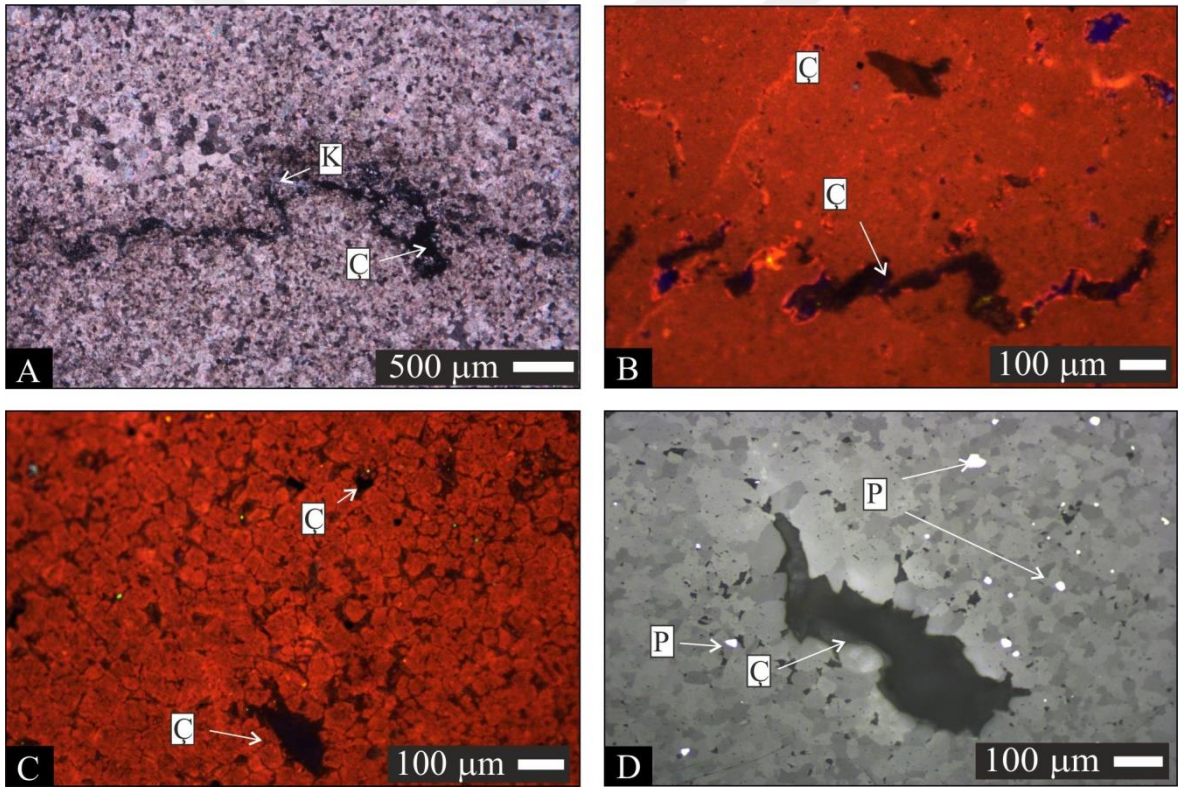
tarafından yoğun olarak rekristalizasyona uğratıldıklarını ortaya koyar. Diğer taraftan, artan kristal boyları ile uyumlu olarak düzlemsel olmayan kristal sınırlarının artması, çekirdek ile kenarlar arasındaki düzensiz donaklar, inklüzyonca zengin kirli çekirdekler ve inklüzyonsuz temiz kenarlar ve homojen CL renkleri gibi petrografik özellikler ile (ileride detaylı olarak anlatılacak olan) tüketilmiş oksijen, karbon ve radiojenik izotoplar, $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ arasındaki pozitif kovaryans, düşük Sr konsantrasyonları, MgCO_3 ile Sr arasındaki negatif korelasyon, hemen hemen stokiyometrik bileşim gibi jeokimyasal özellikler, dolomitlerinin devam eden gömülme sırasında artan sıcaklıklarda, diyajenetik sıvılar tarafından rekristalizasyona uğratıldığını gösterebilir (Coniglio et al., 1988; Montanez ve Read, 1992; Malone et al., 1994, 1996; Nielsen et al., 1994; Durocher ve Al-Aasm, 1997; Machel, 1997; Reinhold, 1998; Mountjoy vd., 1999; Al-Aasm ve Packard, 2000; Kırmacı ve Akdağ, 2005).



Şekil 3.29.Orta-iri kristalli dolomitlere ait kenar büyümülerin polarizan mikroskop görüntüsü (A), eş boyutlu orta-iri kristalli dolomitlerin mikroskop görüntüsü (B), zonlu dolomitlerin CL görüntüsü (C) ve orta-iri kristalli dolomitlere ait kenar büyümülerin CL görüntüsü (D). K: kristalin kenar büyümeleri, Ç: kristalin çekirdeği, Z: zonlanma

3.3.2.5. Çözünme

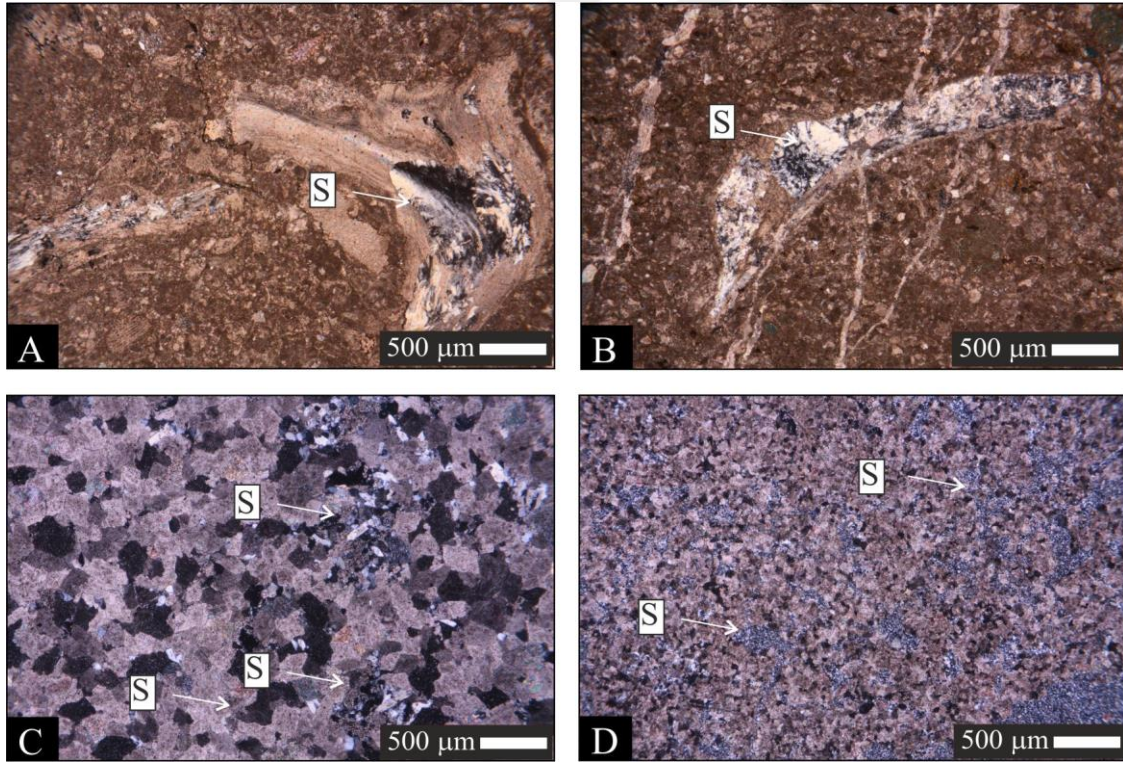
Petrografik incelemeler, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarının dolomit ve kireçtaşı fasiyeslerinin yer yer çözünmeye uğradığı göstermiştir. Dolomit fasiyeslerinde gözlenen çözünme yer yer düşük amplitütlü stilolitler boyunca (Şekil 3.30A, B), çoğunlukla kristaller arasında gelişmiştir (Şekil 3.30C, D). Düşük amplitütlü stilolitler boyunca çözünme sonucu oluşan boşluklar genellikle boş kalırken, bazı kesitlerde ise çözünme boşlukları farklı diyajenetik sıvıların etkisi sonucunda mikrokristalen kuvars, pirit, dolomit veya geç fazlı kalsit çimentolar ile kısmi olarak doldurulmuştur. Çözünme dokularının düşük amplitütlü stilolitler boyunca olması, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı karbonatların orta diyajenezinden sonraki bir süreçte karbonatların çözünmeye uğradığını ortaya koyar.



Şekil 3.30. Dolomitlerde gözlenen çözünme boşlukları. Stilolitler boyunca gelişen çözünme boşluklarının çift nikoldaki görüntüsü (A) ve CL görüntüsü (B); kristaller arasında gelişen çözünme boşluklarının CL görüntüsü (C) ve parlak kesit görüntüsü (D), Ç: çözünme boşlukları, K: kuvars, P: pirit

3.3.2.6. Silisleşme

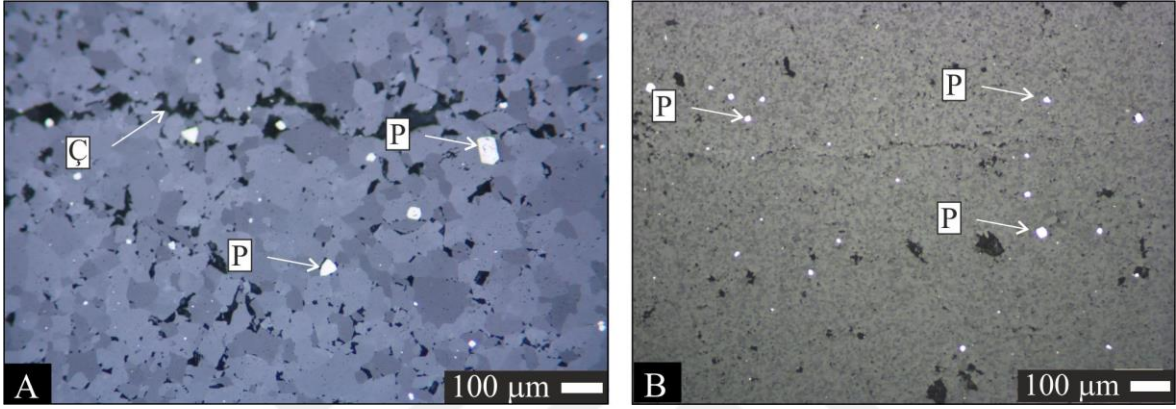
Silisleşme Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarındaki dolomit ve kireçtaşı fasiyeslerinin farklı seviyelerinde kısmen bol olarak gözlenir. Bunlar ince kesitlerde mega kuvars, kalsedonik kuvars ve mikrokristalen kuvars şeklinde olup büyük bir kısmı yerdeğiştirme, az bir kısmı ise çimento şeklindedir. Yer değiştirme şeklindeki silisleşmeler kalsedonik ve mikrokuvarlar tarafından oluşturulurken, silis çimentoların hemen tamamı megakuvars şeklindedir. Mescitli yöresinde, silisleşme, boyları bir kaç santimetereye varan büyüklüklerde çört nodülleri tarafından temsil olunmaktadır. Kalsedonik kuvarlar özellikle pelesipod kavkılarında, kavkılardan iç kısımlarından kenara doğru sferulitik bir doku oluşturacak şekilde gelişmiştir. Mega kuvarların boyutları 20 μm den daha büyük olup, çoğunlukla geç fazlı kalsit çimentolardan arda kalan boşlukları dolduracak şekilde gelişmiştir (Şekil 3.31).



Şekil 3.31. Mescitli yöresinde, kireçtaşı litofasiyesindeki kavkılardan içlerinde gözlenen silisleşmeler (A, B), Eski Gümüşhane yöresindeki dolomitlerin kristalleri arasında gözlenen silisleşmeler (C, D), S: silisleşme

3.3.2.7. Piritleşme

Eski Gümüşhane yöresine ait ince kesitlerde, yaygın olarak özşekilli piritlere rastlanmıştır. Genellikle stilolitler boyunca oluşan çözünme boşluklarına veya kristaller arası ikincil porozitelere yerleşen piritlerin boyutları, 350µm-600µm (çoğunlukla 400 µm) arasında değişir (Şekil 3.32A, B).



Şekil 3.32. Orta-iri kristalli (A) ve ince kristalli (B) dolomitlerin çözünme boşluklarında gelişen özşekilli-yarı özşekilli piritler, P: pirit, Ç: çözünme boşlukları

3.3.2.8. Dedolomitleşme

Dedolomitleşme, yalnızca Hur yöresine ait dolomitik kireçtaşlarında gözlenmiştir. Yörede gözlenen planar-porfirotopik özşekilli planar-s (Rd3) dolomitler nadir olarak dedolomitleşmiştir. Bir çok araştırmacı, kalsiyumca zengin hidrotermal sıvıların stikiyometrik olmayan dolomitleri kolayca dedolomitleşirebileceğini öne sürmüştür (Tucker, 1990). Bu durum, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarındaki kalsiyumca zengin dolomitlerin devam eden gömülme sırasında, kalsiyumca zengin hidrotermal sıvılar tarafından diyajenetik alterasyona uğratılmaları sonucu dedolomitleştiklerini işaret eder.

3.3.2.9. Çimentolanma

Çimentolanma Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarında, geç fazlı kalsit çimentolanma ve dolomit çimentolanma olarak iki farklı mineralojide gelişmiştir. Mescitli, Kuşakkaya ve Hur yörelerinde, geç fazlı kalsit çimentolanma nadir olarak gözlenmiş

olmasına karşın, Eski Gümüşhane yöresinde geç fazlı çimentolara rastlanmamıştır. Geç fazlı kalsit çimentolar, dolomit ve kireçtaşı fasiyeslerini boydan boya kesen çatlaklar sistemleri içersine yerleşmiştir. Geç fazlı kalsit çimentolanma gerek dolomitleri gerekse düşük amplitütlü stilolitleri üzerler. Bu durum, dolomitleri rekristalizasyona uğratan diyajenetik sıvıların giderek dolomite doymamış ve kalsite ise aşırı doymun hale geldiğini gösterir.

Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarındaki dolomit fasiyeslerinde, dolomit çimentolara rastlanmıştır. Dolomit çimentolar orta-iri kristalli planar-s dolomitler ile temsilir. Bunlar genellikle çözüme boşluklarında (stilolitler boyunca oluşan çözünme boşlukları) ve geç fazlı çatlak sistemlerinde gözlenmiştir.

3.3.3. Meteorik Diyajenetik Bölge

Meteorik diyajenetik bölge, meteorik suların varlığı ile karakterizedir. Bu bölgeye tortular ya deniz seviyesinin düşmesi, ya da derin gömülü durumdaki yaşlı karbonat kayaçlarının, sonraki bir dönemde yükselme veya yüzeye çıkması (telodiyajenez) sonucu geçebilir.

Alınan kesitlere ait petrografik incelemeler, çalışma alanında karbonat tortularının telodiyajenez sonucunda meteorik diyajenetik bölgeye geçtiklerine işaret eder. Petrografik incelemeler, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarında meteorik diyajenez, neomorfizma ve çimentolanma karakterize olmaktadır.

3.3.3.1. Neomorfizma

Mescitli ve Hur yörelerine ait tanetaşı ve istiftaşı fasiyeslerinde, ilksel olarak aragonitik veya yüksek mağnezyen kalsit bileşimli mollusk veya diğer iskeletsel kavkılar düşük mağnezyen kalsite dönüşmüşlerdir. Bir çok araştırmacı, aragonitin kalsite dönüşümünün, meteorik ortamlarda karbondioksitin etkisi sonucunda olduğunu ortaya koymuştur (örneğin Tucker, 1990). Tüm bu çalışmalar, Mescitli ve Hur yörelerinde Üst Jura-Alt Kretase karbonatlarına ait kireçtaşı fasiyeslerinin, erken diyajenetik evresinde meteorik ortamlarda neomorfizmaya uğradıklarına işaret etmektedir.

3.3.3.2. Çimentolanma

Petrografik incelemeler sonucu, Üst Jura-Alt Kretase karbonatlarına ait kireçtaşı fasiyeslerinde sintaksiyel çimentolara rastlanmıştır.

Tanetaşı fasiyeslerinde gözlenen sintaksiyel çimentolar genellikle ekinoderm kırıntılarının etrafında gelişmiştir. Ekinoderm kırıntılarının hemen bitişiğinde gelişen sintaksiyel çimento, kırıntı ile aynı optik devamlılığa sahiptir.

3.3.3.3. Geç Fazlı Meteorik Çimentolanma

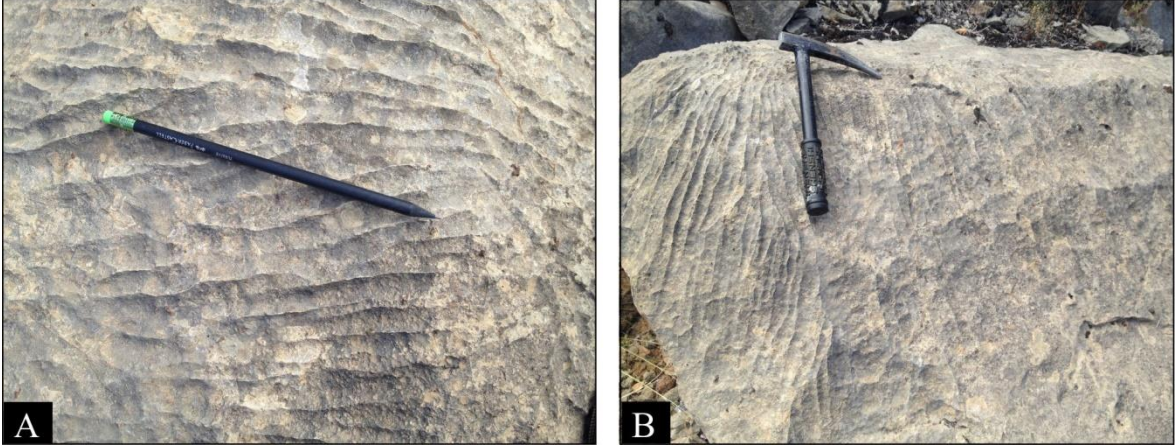
Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarına ait fasiyesleri boydan boya kesen çatlak sistemleri ve onların içersinde yerleşen geç fazlı meteorik çimentolara rastlanmıştır. Geç fazlı meteorik çimentolar, düşük genlikli stilolitleri, rekristalizasyona uğramış dolomitleri ve geç fazlı mozaik kalsit çimentoları kesmektedir.

Bu durum, geç fazlı meteorik çimentolanmanın, Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarının yükselim aşamasında, meteorik sıvılar tarafından oluşturulduğuna işaret etmektedir.

3.3.3.4. Meteorik Çözünme

Üst Jura-Alt Kretase platform karbonatlarında meteotik çözünmeler yaygındır. Meteorik çözünmeler özellikle Mescitli yöresinde istifin en üst kesimlerindeki kireçtaşı tabakalarında gözlenmiştir. Bunlar, tabaka doğrularına genellikle dik yönde, birbirine paralel, çapları 0.5-2 cm arasında değişen, düzensiz oluklar şeklindedir.

Sedimantolojik gözlemler, bunların yağmur akması sonucunda oluşan çözünme izleri olduğunu işaret eder (Şekil 3.33).



Şekil 3.33. Berdiga Formasyonu'nda gözlenen meteorik çözünmelerin arazi görünüşleri (A ve B)

3.4. Dolomit Petrografisi

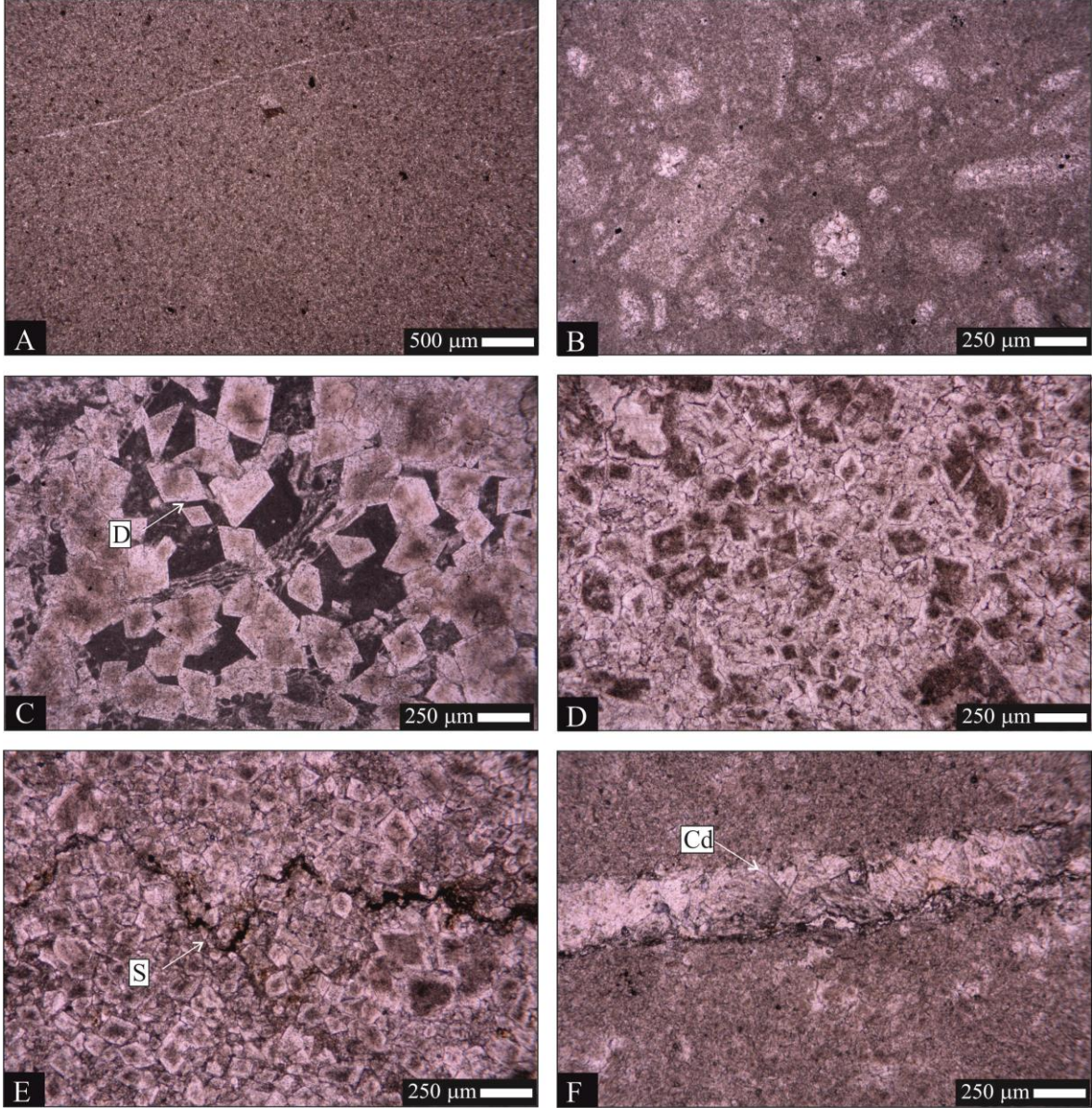
İnceleme alanlarında, platform karbonatları yer değiştirme (Rd) ve çimento (Cd) şeklinde yaygın olarak dolomitleşmiştir. Kristal boyutu ve kristal morfolojisi (düzlemsel ve/veya düzlemsel olmayan; Sibley ve Gregg, 1987) gibi petrografik özelliklere dayalı olarak beş dokusal tipi tanımlanmıştır (Şekil 3.34, Şekil 3.35 ve Şekil 3.36). Bunlar; 1) Mikrokristalen dolomit (Rd1), 2) Doku koruyucu dolomit (Rd2), 3) Planar-porfirotopik dolomit (Rd3), 4) Orta-iri kristalli dolomit (Rd4). ve 5) Dolomit çimento (Cd) şeklinde gelişmiştir.

3.4.1. Yer Değiştirme Dolomitleri (Rd)

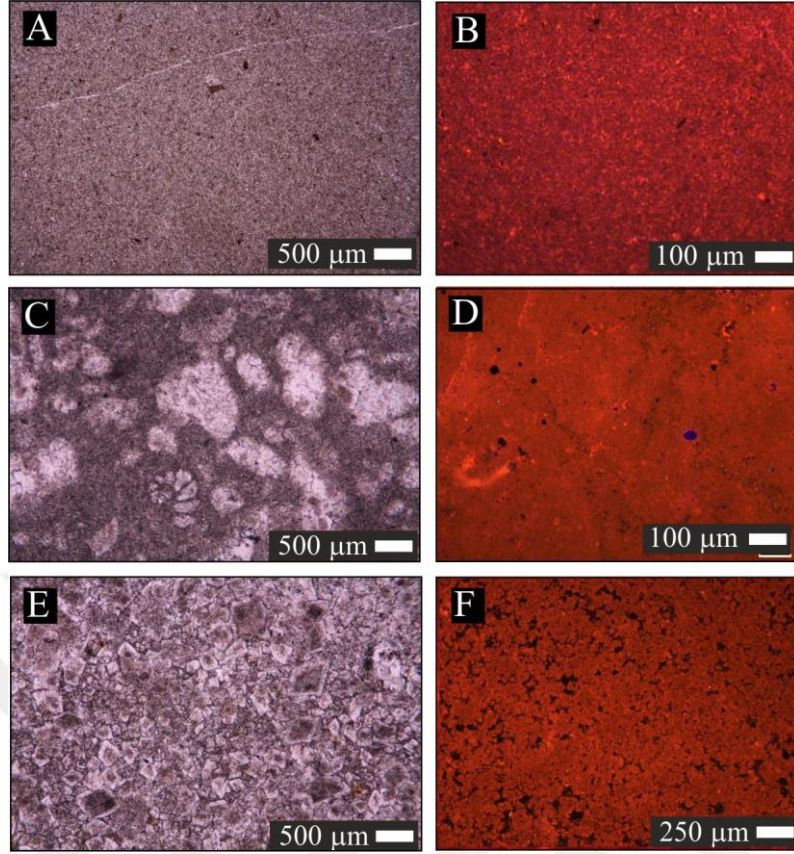
3.4.1.1. Mikrokristalen Dolomit (Rd1)

Rd1 dolomit, el örneğinde, koyu gri-mavimsi gri renkte olup, doku yıkıcı özelliktedir. Çok ince katmanlar halinde çamurlu fasiyeslerin yerini alan Rd1 dolomit hacimsel olarak yaklaşık, Mescitli yöresinde %5-10, Kuşakkaya yöresinde % 10-20, Eski Gümüşhane yöresinde % 30-35 ve Hur yöresinde ise % 25'lik bolluğa sahiptir (Şekil 3.37, Şekil 3.38, 3.39 ve Şekil 3.40). Rd1 dolomit planar-s (çok az olarak da nonplanar-a) dokusal özellikte olup, dik sönme gösteren ve boyutları 5-60 μm (nadiren 90 μm varan)

arasında değişen kristallerden oluşur (Şekil 3.34A). Kristaller genellikle bulanık bir görünüme sahiptir ve yer yer küçük boyutlu inklüzyonlar içerir. Kristallerin çok az bir kısmı temiz ve inklüzyonsuz bir kenara sahiptir.



Şekil 3.34. İnceleme alanında, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen farklı tip dolomitleri gösteren fotomikrograflar. A: Mikrokristalen dolomit (Rd1), B: Doku koruyucu dolomit (Rd2), C: Planar-porfirotopik dolomit (Rd3), D: Orta-iri kristalli kristalli dolomit (Rd4), E: Orta-iri kristalli dolomitleri kesen stilolit, ve F: Dolomit çimento (Cd). D: dolomit, S: stilolit, Cd: çimento dolomit



Şekil 3.35. İnceleme alanında, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen farklı tip dolomitlerin CL görüntüleri. A: Mikrokristalen dolomit (Rd1), B: Doku koruyucu dolomit (Rd2), C: Planar-porfirotopik dolomit (Rd4)

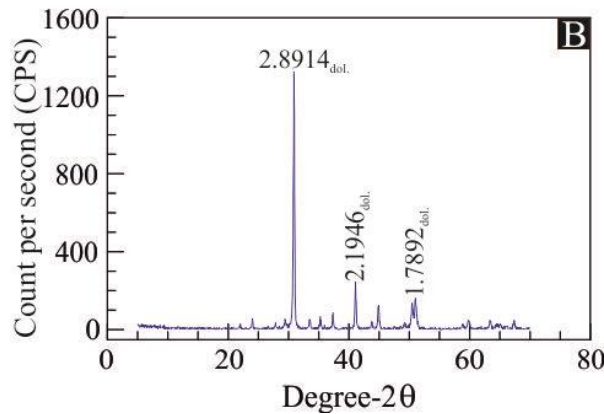
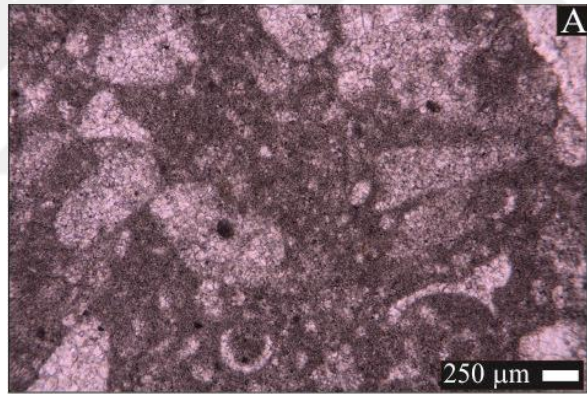
Bu kristallerde kenarla çekirdek arasındaki sınır düzensiz olup, inklüzyonsuz kenar kısımların kalınlıkları $4 \mu\text{m}$ 'u geçmez. Rd1 dolomit kristalleri birbirleriyle sıkı kenetlenmiş olmaları nedeniyle kötü tane arası poroziteye sahiptir. Buldukları kayaçlardaki yaygın porozite tipi dolomit çimento (Cd) ve mozaik kalsit tarafından doldurulmuş olan vuggy/moldik ve çatlak porozitelerdir.

3.4.1.2. Doku Koruyucu İnce-Orta Kristalli Planar-S Dolomit (Rd2)

Rd2 dolomit el örneklerinde koyu gri-gri renkli ve doku koruyucu özelliğe sahip olan Rd2 dolomit, hacimsel olarak yaklaşık, Mescitli yöresinde %5-10, Kuşakkaya yöresinde %20, Eski Gümüşhane yöresinde %25'lik ve Hur yöresinde ise %20 bir bolluğa sahiptir (Şekil 3.37, Şekil 3.38, Şekil 3.39 ve Şekil 3.40). Rd2 dolomit, planar-s dokusal özelliğe

sahip olup, dik sönme gösteren ve boyutları yaklaşık 20-200 μm (ortalama 40-80 μm) arasında değişen kristallerden oluşur (Şekil 3.34B, Şekil 3.35C-D, Şekil 3.36).

Genel olarak, tane arası çimentoların yerini alan kristaller, mikritik bileşimli tanelerin yerini alan kristallerden daha temiz ve daha büyük boyutludur. Bazı kristaller yalnızca tane ya da çimento üzerinde gelişmiş olmasına karşın, diğer bazıları her ikisinin yerini alacak şekilde gelişmiştir. İlksel dokunun iyi korunmadığı bazı incekesitlerde, yer değiştiren taneler üzerindeki mikritik zarflanmaların belirgin olması kayacın ilksel dokusunun tanınmasını kolaylaştırmaktadır. Kristaller kirli, inklüzyonca zengin bir çekirdeğe ve temiz, inklüzyonsuz bir kenara (rim) sahiptir. Çekirdek ile kenar kısım arasındaki sınır düzensizdir. Temiz, inklüzyonsuz kenar kısımların kalınlıkları, azalan kristaller arası kenetlenmeye bağlı olarak artmakla birlikte, birkaç on mikronu geçmez. Rd2 dolomit, kristallerin birbirleriyle iyi kenetlenmiş olması nedeniyle, kötü tane arası bir poroziteye sahiptir.



Şekil 3.36. A. Doku koruyucu (Rd2) dolomitinin ince kesit görünümü ve B. Doku koruyucu (Rd2) dolomitinin X-Ray sonucu

3.4.1.3. Planar-Porfirotopik Dolomit (Rd3)

El örneğinde, Rd3 dolomit gri-koyu gri renklidir ve orta-iri kristalli dolomitler gibi güçlü bir doku yıkıcı özelliğe sahiptir. Rd3 dolomit, yalnızca Hur yöresine ait kesitlerde gözlenmiş olup, hacimsel olarak, tüm yerdeğiştirme dolomit fazının %5'den az bir kısmını oluşturur (Şekil 3.37, Şekil 3.38, Şekil 3.39 ve Şekil 3.40). Rd3 dolomit boyutları 400 µm-1.2 mm (büyük çoğunlukla 500-600 µm) arasında değişen, yaygın olarak planar-s (e) ve öz şekilli doku gösteren kristallerden oluşur (Şekil 3.34C). Kristaller dik sönümlü olup, [1011] yönündeki dilinimler belirgindir. Ayrıca, kristaller genel olarak kirli, inklüzyonca zengin bir çekirdeğe ve temiz, inklüzyonsuz bir kenara sahiptir. Kenar kısmıyla çekirdek kısmı arasındaki sınır düzensizdir. Temiz, inklüzyonsuz kenar kısmın kalınlığı, artan tane arası kenetlenmeye bağlı olarak azalır ve kenetlenmenin sıkı olduğu alanlarda tamamen yok olur. Rd3 dolomit kristalleri genel olarak birbirleriyle iyi kenetlenmemiş olmaları nedeniyle yüksek tane arası bir poroziteye sahiptir.

3.4.1.4. Orta-İri Kristalli Dolomit (Rd4)

Rd3 dolomit, el örneğinde, gri-bej renklidir ve güçlü bir doku yıkıcı özelliğe sahiptir. Rd4 dolomit, hacimsel olarak, Mescitli yöresinde %50-75, Kuşakkaya yöresinde % 20, Eski Gümüşhane yöresinde % 25-45 ve Hur yöresinde ise % 30-40 bolluğa sahip olan Rd3 dolomit Berdiga Formasyonu'ndaki en yaygın dolomit tipini oluşturur ve çamurlu fasiyesler hariç, diğer tüm fasiyeslere ait kireçtaşlarının, ilksel kireçtaşı dokularını tamamen yok edecek şekildedir (Şekil 3.37, Şekil 3.38, Şekil 3.39 ve Şekil 3.40). Rd4 dolomit boyutları yaklaşık 100-350 µm (ortalama 200-250 µm) arasında değişen ve yaygın olarak planar-s (e) ve daha az olarak da nanplanar doku gösteren kristallerden oluşur (Şekil 3.34D).

Kristaller, genel olarak kirli, inklüzyonca zengin bir çekirdeğe ve temiz, inklüzyonsuz bir kenara sahiptir. Kenar kısmıyla çekirdek kısmı arasındaki sınır düzensizdir.

Genel olarak planar dokulu kristaller nonplanar dokulu kristallere göre daha kalın, temiz ve inklüzyonsuz kenarlara sahiptir. Temiz, inklüzyonsuz kenar kalınlıkları, azalan kristaller arası kenetlenmeye bağlı olarak artmakla birlikte, birkaç on mikronu geçmez. Dolomitin bu dokusu dolomitleşme sırasında, dolomitin kenar kısmı tortulaşmadan önce,

kalsiyum karbonatın lokal erimesi ve oluşan boşlukta dolomitin tortulaşmaya devam etmesi veya rekristalizasyon ya da her ikisinin bir sonucu olarak oluştuğu düşünülmektedir (Schofield ve Adams, 1986; Durocher ve Al-Aasm, 1997).

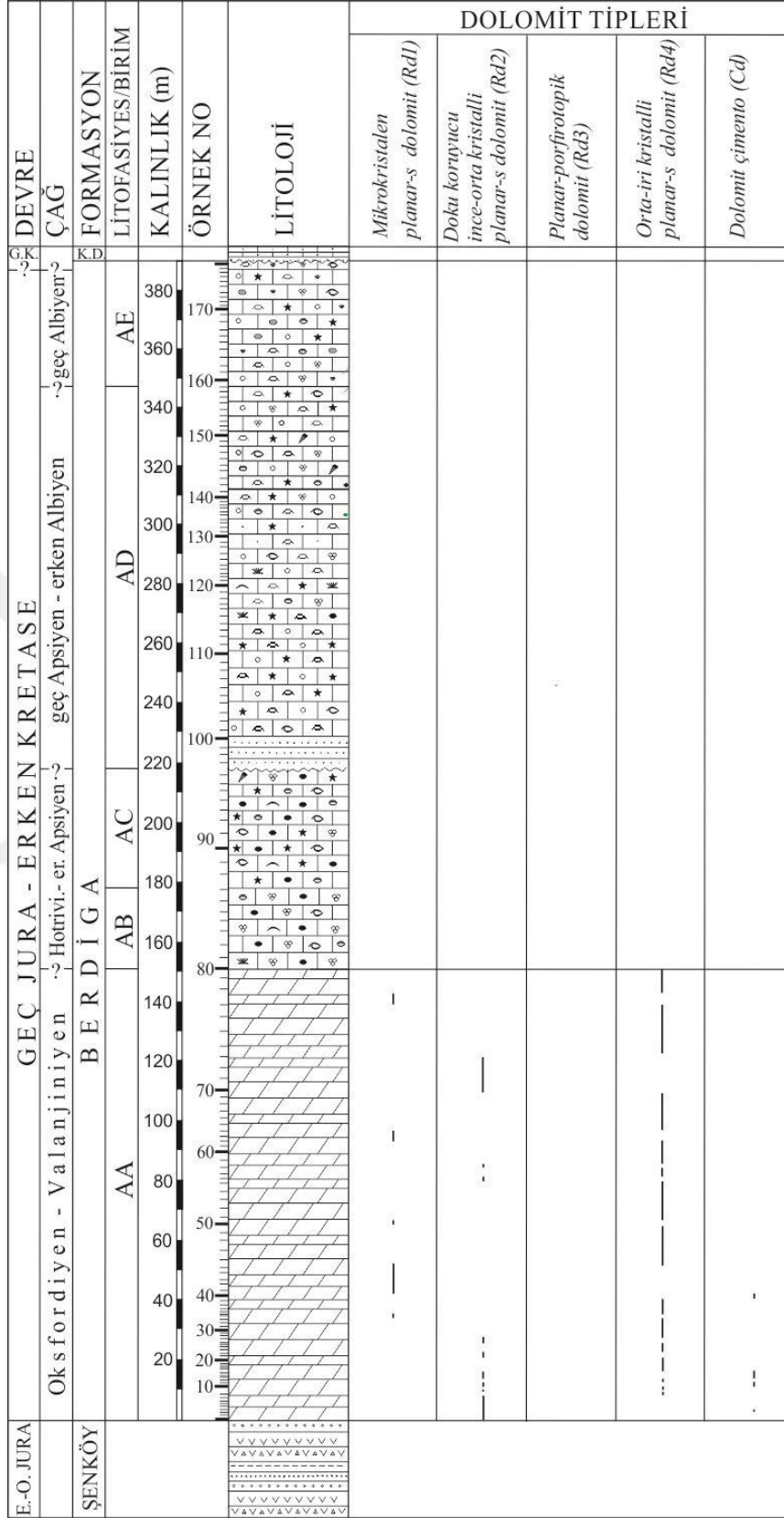
Rd4 dolomitler, genel olarak, kristallerin birbirleriyle iyi kenetlenmiş olması nedeniyle, kötü kristal arası poroziteye sahiptir. Kenetlenmenin iyi olmadığı alanlarda ise, kristal arası porozite, kısmen kenar dolomit çimentolar tarafından doldurulmuştur. Rd4 dolomit, nadir olarak kristal içi poroziteye sahiptir. Bu tip porozite kenar kısma göre daha duraysız (olasılıkla kalsiyumca zengin) ve/veya bol katı inklüzyonlu çekirdeğe sahip kristallerin (ekseriyetle planar dokulu) çekirdek kısmının meteorik sıvılar tarafından eritilmesi sonucu oluşmuş olmalıdır. Rd4 dolomitlerin bulunduğu kayaçlardaki yaygın porozite tipi, meteorik sıvılar tarafından duraysız karbonat tanelerinin eritilmesi ve/veya tane arası porozitenin büyütülmesi sonucu oluşan ve belli seviyelerde yoğunlaşma gösteren moldik/vuggy porozitedir.

3.4.2. Dolomit Çimento (Cd)

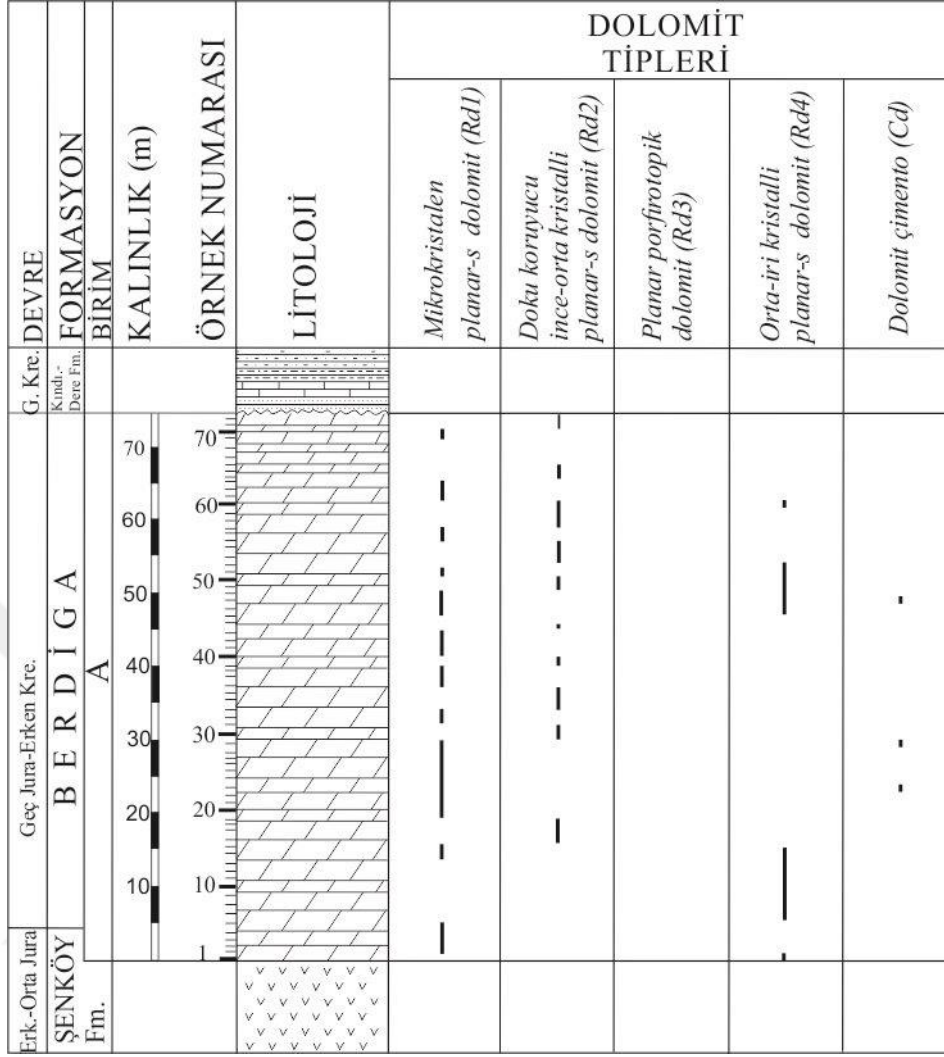
El örneklerinde beyazımsı gri renkli olan Dolomit çimento (Cd), dolomitlerdeki vuggy/mold ve çatlakları kısmen veya tamamen dolduracak şekilde gelişmiştir (Şekil 3.34F). Gözeneklerin Cd dolomit tarafından tümüyle doldurulmadığı alanlarda artakalan boşluklar mozaik kalsit ve/veya megakuvars gibi geç fazlı çimentolar tarafından doldurulmuştur.

Cd dolomit tüm kesitlerde, hacimsel olarak, önemsiz olup, tüm dolomit fazının %2'den az bir kısmını oluşturur (Şekil 3.37, Şekil 3.38, Şekil 3.39 ve Şekil 3.40). Cd dolomit, dik sönme gösteren, 0.2-1.0 mm boyutundaki planar kristallerden oluşur. Bazı ince kesitlerde, özellikle çatlak arası boşluklar üzerinde gelişen kristaller, semer (saddle) dolomite benzer bir görünüme sahiptir.

Cd dolomit kristalleri, genel olarak, kirli inklüzyonca zengin bir çekirdeğe ve temiz inklüzyonsuz bir kenara sahiptir.



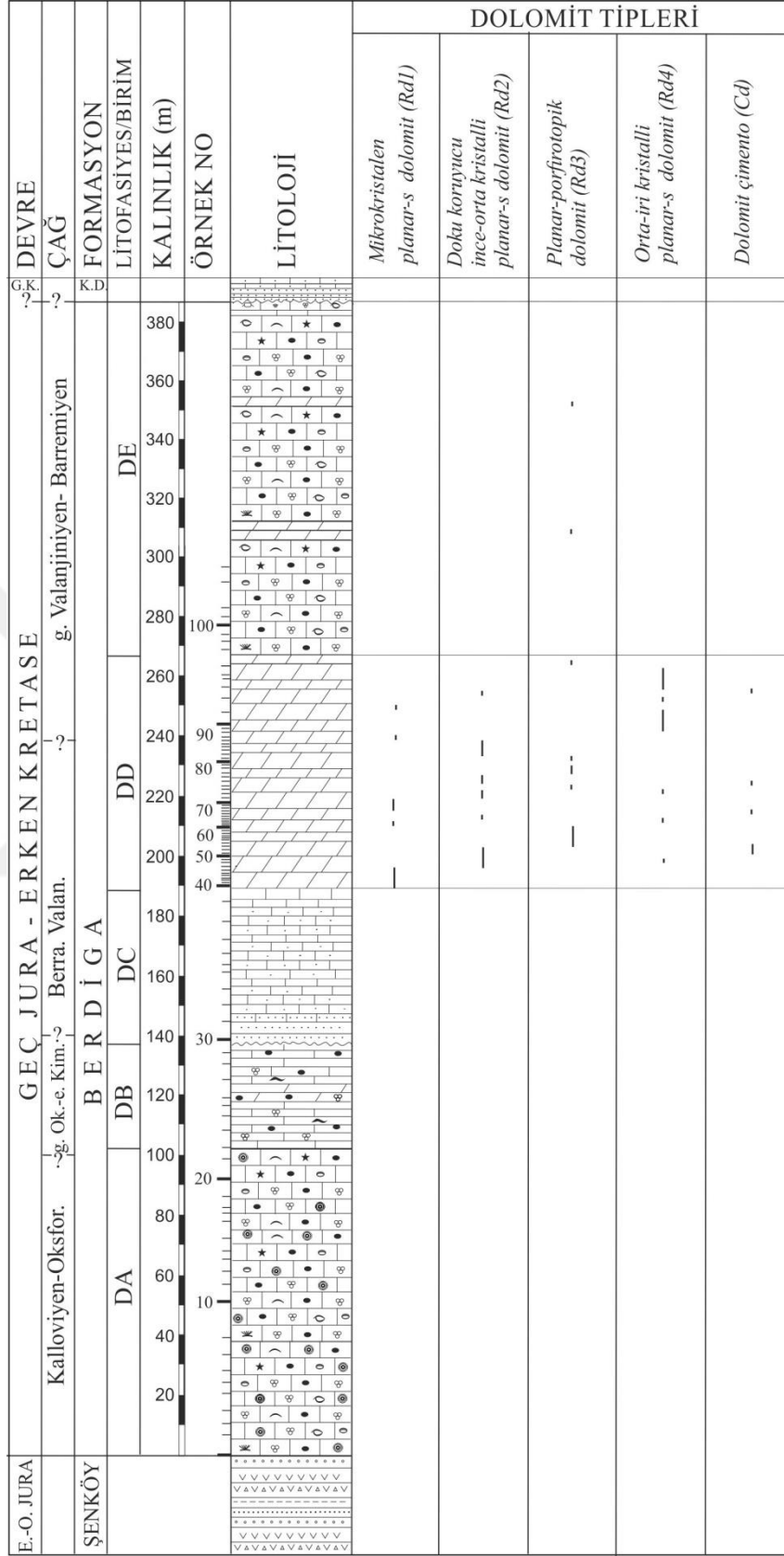
Şekil 3.37. Mescitli yöresinde, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen dolomit tiplerinin stratigrafik dağılımı



Şekil 3.39. Eski Gümüşhane yöresinde, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen dolomit tiplerinin stratigrafik dağılımı

Genel olarak, kenar kısımla çekirdek kısım arasındaki sınır düzensiz olmasına karşın, bazı kesitlerde sınırın net ve düzgün olduğu görülür. Kenar kalınlıkları, artan kristal boyları ile birlikte artmasına karşın, 60 μm 'u geçmez.

Gözenek merkezine doğru Cd dolomit kristallerinin boyutları giderek büyümekte ve nispeten düşük doygunluklu sıvılardan yavaş büyümenin bir sonucu olarak (Boistella, 1982; Mresah, 1998) kristaller daha öz şekilli bir yapıya sahip olmaktadır.



Şekil 3.40. Hur yöresinde, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen dolomit tiplerinin stratigrafik dağılımı

3.5. Dolomit Jeokimyası

Berdiga Formasyonu'nun Mescitli, Eski Gümüşhane, Kuşakkaya ve Hur yörelerindeki farklı dolomit tiplerinin ve Ayralaksa yöresinde (Maçka, Trabzon) bulunan dolomit sekansının hemen üzerinde yer alan kireçtaşlarından alınan iki belemnit örneğinin $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop, ana ve iz element sonuçları Tablo 2'de özetlenmiştir. Çimento dolomitlerin jeokimyasal değerleri Kırmacı vd., 2018'den derlenmiştir.

3.5.1. Ana ve İz Elementler

3.5.1.1. MgCO_3 Konsantrasyonları

Berdiga Formasyonu'nun dolomitleri stokiometrik değildir ve toplam 38,2-44,8 % mol (ortalama 41,6 % mol; n = 94) MgCO_3 ve 55,2-61,8 % mol (ortalama 58,8 % mol; n = 94) CaCO_3 içeriğine sahiptir. Rd1, Rd2, Rd3 ve Rd4 dolomitin MgCO_3 içerikleri, sırasıyla, 38,9-44,4 % mol (ortalama 42,20 % mol; n =20), 39,6-44,8 % mol (ortalama 42,7 % mol; n= 23), 38,2-39,6 % mol (ortalama 38,4 % mol; n=3) ve 39,0-44,0 % mol (ortalama 42,3 % mol; n = 43) arasında değişir. Cd dolomit 42,10- 40,10 % mol (ortlama 41,00 % mol; n=6) arasında değişen MgCO_3 içeriğine sahiptir.

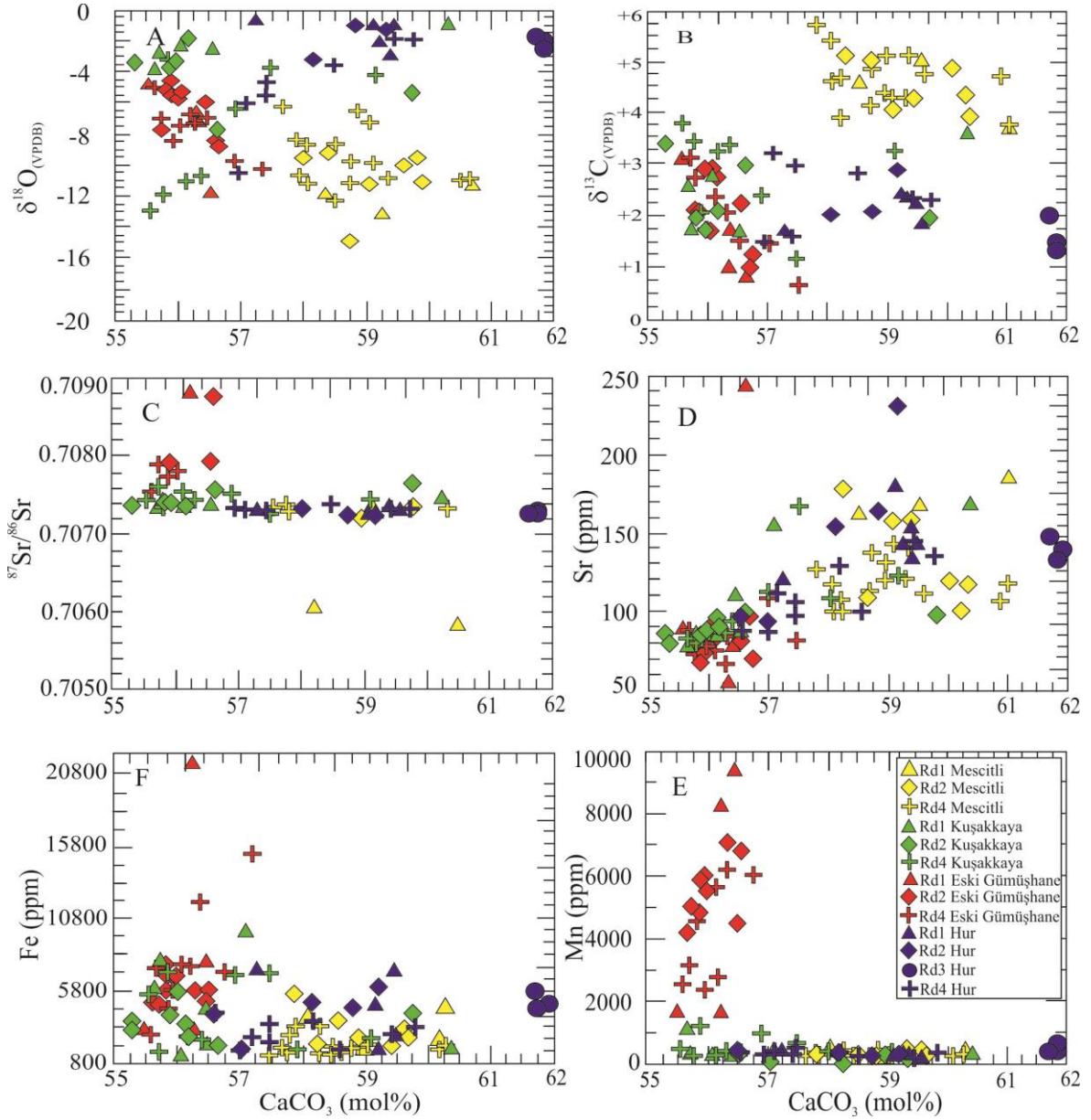
Rd1 dolomitin MgCO_3 içeriği Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane, Hur yörelerinde sırasıyla, 38,9-41,5 % mol (40,3 % mol; n=3), 39,6-44,3 % mol (ortalama 43,2 % mol; n =7), 43,4-44,4 % mol (ortalama 43,7 % mol; n =4), 40,5-42,8 % mol (ortalama 41,0 % mol; n=6) arasında değişir.

Rd2 dolomitin MgCO_3 içeriği Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane, Hur yörelerinde sırasıyla, 39,6-41,7 % mol (ortalama 40,5 % mol; n =7), 40,2-44,8 % mol (ortalama 43,6 % mol; n =8), 43,2-44,2 % mol (ortalama 43,8 % mol; n =9) ve 40,7-43,4 % mol (ortalama 42,0 % mol; n=5) arasında değişir.

Rd3 dolomitin MgCO_3 içeriği ise 38,2-39,6 % mol (ortalama 38,4 % mol; n=3) arasındadır.

Rd4 dolomit Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane, Hur yörelerinde, sırasıyla, 38,9-42,1 % mol (ortalama 41,0 % mol; n =15), 40,9-44,4 % mol (ortalama 43,3 % mol; n =10), 42,5-44,3 % mol (ortalama 43,6 % mol; n =9), 42,5-44,3 % mol (ortalama 43,6 % mol; n =9) arasında değişen MgCO_3 içeriğine sahiptir.

Çimento şeklinde görülen Cd dolomit ise 42,1-40,1 % mol (ortalama 41,0 % mol; n=6) $MgCO_3$ içeriği ile temsil olur.



Şekil 3.41. Yer değiştirme (Rd) dolomitlerin $CaCO_3$ değerleri ile $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, Sr, Fe ve Mn değerleri arasındaki ilişkiyi gösteren diyagramlar. A: $\delta^{18}O$ 'a karşı $CaCO_3$ diyagramı, B: $\delta^{13}C$ 'e karşı $CaCO_3$ diyagramı, C: $^{87}Sr/^{86}Sr$ 'e karşı $CaCO_3$ diyagramı, D: Sr'a karşı $CaCO_3$ diyagramı, E: Fe'e karşı $CaCO_3$ diyagramı, F: Mn'a karşı $CaCO_3$ diyagramı

Tablo 2. Berdiga Formasyonu'nun dolomitlere ve belemnitlere ait jeokimyasal verileri, M: Mecitli, K: Kuşakkaya, D: Eski Gümüşhane, H: Hur, B: belemnit

Örnek sayısı		Mg(CO) ₃	Ca(CO) ₃	Na	Mn	Fe	Sr	δ ¹³ C (VPDB)	δ ¹⁸ O (VPDB)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (±2σ)
		(mol %)	(mol %)	ppm	ppm	ppm	ppm	(‰ PDB)	(‰ PDB)	
M Rd1	3 min	38,9	58,5	bdl	387	1609	161	3,76	-13,16	0,70583
	max	41,5	61,1	bdl	387	4476	185	5,09	-11,35	0,70738
	ort	40,3	59,7	bdl	387	3334	171	4,50	-12,12	0,70642
M Rd2	7 min	39,6	58,3	bdl	77	1819	99	4,00	-14,86	0,70716
	max	41,7	60,4	74	387	5386	176	5,21	-9,31	0,70732
	ort	40,5	59,5	74	210	2858	133	4,58	-10,82	0,70724
M Rd4	15 min	38,9	57,9	74	77	1119	99	3,80	-12,31	0,70729
	max	42,1	61,1	74	310	3217	142	5,73	-6,25	0,70736
	ort	41,0	59,0	74	139	1898	119	4,66	-9,56	0,70732
K Rd 1	7 min	39,6	55,7	74	77	1329	80	1,67	-3,72	0,70732
	max	44,3	60,4	519	929	9443	168	3,54	-0,51	0,70743
	ort	43,2	56,8	233	277	4576	109	2,44	-2,31	0,70737
K Rd2	8 min	40,2	55,2	74	77	1259	79	1,71	-7,88	0,70735
	max	44,8	59,8	223	1239	4826	99	3,39	-1,88	0,70767
	ort	43,6	56,4	148	561	2973	89	2,34	-4,36	0,70745
K Rd4	10 min	40,9	55,6	bdl	77	1049	80	1,10	-13,09	0,70729
	max	44,4	59,1	223	1007	6505	168	3,74	-3,48	0,70760
	ort	43,3	56,7	148	327	3560	102	2,77	-8,29	0,70746
D Rd1	4 min	43,4	55,6	74	1549	2728	56	0,86	-11,38	0,70884
	max	44,4	56,6	223	9294	21053	244	3,09	-4,05	0,70884
	ort	43,7	56,3	167	5150	8621	117	1,68	-7,00	0,70884
D Rd2	9 min	43,2	55,8	148	4337	4826	68	1,00	-8,73	0,70788
	max	44,2	56,8	223	7125	7554	97	2,93	-4,61	0,70879
	ort	43,8	56,2	181	5585	5961	80	2,12	-6,32	0,70820
D Rd4	9 min	42,5	55,7	74	2246	2798	67	0,69	-9,73	0,70753
	max	44,3	57,5	223	27726	15178	108	3,13	-4,14	0,70789
	ort	43,6	56,4	140	6729	7772	83	1,99	-6,95	0,70774

Tablo 2 devamı

HRd1	6	min	40,5	57,2	223	155	1679	120	1,74	-2,96	0,70725
		max	42,8	59,5	519	387	6715	179	2,44	-0,75	0,70734
		ort	41,0	59,0	321	207	3812	146	2,15	-1,60	0,70729
H Rd2	5	min	40,7	56,6	74	155	1189	95	1,90	-3,34	0,70725
		max	43,4	59,3	668	465	5246	230	2,84	-0,69	0,70736
		ort	42,0	58,0	427	329	3721	147	2,24	-1,72	0,70729
H Rd3	3	min	38,2	60,4	148	155	1049	116	1,61	-4,55	0,70726
		max	39,6	61,8	148	155	1609	147	2,16	-3,37	0,70737
		ort	38,4	61,6	148	155	1376	136	1,80	-3,77	0,70733
H Rd4	9	min	42,5	55,7	74	2246	2798	67	0,69	-9,73	0,70753
		max	44,3	57,5	223	27726	15178	108	3,13	-4,14	0,70789
		ort	43,6	56,4	140	6729	7772	83	1,99	-6,95	0,70774
Cd	6	min	40,1	57,9	bd1	154	1900	106	-0,35	-14,10	0,70681
		max	42,1	59,9	bd1	435	5200	201	3,40	-11,27	0,70718
		ort	41	59	bd1	250	2760	134	3,30	-12,40	0,70708
B-1		1,2	98,9	742	bd1	560	1129	1,52	-2,51	0,70742	
B-2		1,2	98,8	890	bd1	1049	989	1,84	-2,45	0,70742	

3.5.1.2. Sr Element Konsantrasyonları

Dolomitler genel olarak 56-244 ppm (ortalama 123 ppm, n=96) arasında değişen Sr içeriklerine sahiptir. Rd1, Rd2, Rd3 ve Rd4 dolomit, sırasıyla, 56 -244 ppm (ortalama 131 ppm, n = 20), 68 -230 ppm (ortalama 107 ppm, n = 24), 116 – 147 ppm (ortalama 136 ppm, n =3) ve 67-168 ppm (ortalama 106 ppm, n =43) arasında değişen Sr içeriklerine sahiptir. Cd dolomit ise 201-106 ppm (ortalama 134 ppm n=6) arasında değişir (Tablo 2).

Rd1 dolomitin Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane ve Hur yörelerinde Sr içeriği, sırasıyla, 161-185 ppm (ortalama 171 ppm; n=3), 80 -168 ppm (ortalama 110 ppm; n=7), 56 -244 ppm (ortalama 117 ppm; n=4), 120-179 ppm (ortalama 146 ppm; n=6) arasında değişir. Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane ve Hur yörelerinde Rd2 dolomitin Sr içeriği, sırasıyla, 99 -176 ppm (ortalama 133 ppm; n=7), 79-99 ppm (ortalama 89 ppm; n=8), 68-97 ppm (ortalama 80 ppm; n=9), 95- 230 ppm (ortalama 147 ppm; n=5) arasında

değişir. Yalnızca Hur yöresinde gözlenen Rd3 dolomit 116-147 ppm (ortalama 136 ppm; n=3) arasında değişen Sr içeriği ile temsil edilir. Rd4 dolomit Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane, Hur yörelerinde, sırasıyla, 99 -142 ppm (ortalama 119 ppm; n=15), 80-168 ppm (ortalama 102 ppm; n=10), 67-108 ppm (ortalama 83 ppm; n=9), 84 -144 ppm (ortalama 109 ppm; n=9) arasında değişen Sr içeriklerine sahiptir.

3.5.1.3. Na Element Konsantrasyonları

Genel olarak dolomitler geniş aralıkta değişen (bdl-668 ppm, n=96) Na içeriklerine sahiptir. Rd1, Rd2, Rd3 ve Rd4 dolomit, sırasıyla, ölçüm limitinin altında (<72 ppm) - 519,29, n =20), ölçüm limitinin altında (<72 ppm) - 668 (n=24) ve bdl- 148 (n=3), ölçüm limitinin altında (<72 ppm) – 223 (n=43) arasında değişen Na içeriklerine sahiptir. Buna karşın Cd dolomitin Na içerikleri tümüyle (n=6) ölçüm limitinin (<72 ppm) altındadır (Tablo 2).

Rd1 dolomitin Na içeriği, Mescitli yöresindeki tüm örneklerde (n=3) ölçüm limitinin (<72 ppm) altındadır. Buna karşın diğer alanlarda Rd1 dolomitin Na değerleri genellikle ölçüm limitinin üstündedir. Bu değerler Kuşakkaya, Eski Gümüşhane, Hur yörelerinde, sırasıyla, 74, 519 ppm (ortalama 233 ppm; n=7), 74 -223 ppm (ortalama 167 ppm; n=4), 223-519 ppm (ortalama 322 ppm; n=6) arasında değişir.

Rd2 dolomitin Na içeriği Mescitli yöresinde iki örnek haricindeki (M-6= 74 ppm; M-9=74 ppm) diğer tüm örneklerde (n =5) ölçüm limitinin (<72 ppm) altındadır. Kuşakkaya, Eski Gümüşhane ve Hur yörelerinde ise 74 -223 ppm (ortalama 148, n=8) ise 148 -223 ppm (ortalama 181 ppm; n=9) ve ölçüm limitinin (<72 ppm) altında ile 668 (n=5) arasında değişir.

Yalnızca Hur yöresinde gözlenen Rd3 dolomitin ise Na içerikleri ölçüm limitinin (<72 ppm) altında ile 148 ppm (n=4) arasında değişir.

Rd4 dolomitin Mescitli yöresinde bir örnek haricindeki (M-66=75 ppm, n=15) tüm örneklerde Na içeriği ölçüm limitinin (<72 ppm) altında olmasına karşın, Eski Gümüşhane yöresinde tüm örneklerde Na içeriği ölçüm limitinin (<72 ppm) üstündedir ve 74 -223 ppm (ortalama 140; n=9) arasında değişir. Kuşakkaya ve Hur yörelerinde ise Na değerleri bdl- 223 ppm (n =10 ve n=9) arasında değişen Na değerleri ile temsil edilir.

3.5.1.4. Fe Element Konsantrasyonları

Genel olarak 1.049-21.053 ppm arasında değişen Fe içeriklerine sahip olan dolomitlerin ortalama Fe içeriği, 3.339 (n= 96) ppm'dir. Rd1, Rd2, Rd3 ve Rd4 dolomitin Fe içerikleri, sırasıyla, 1.329 -21.054 ppm (ortalama 4970 ppm, n= 20), 1.189-7.554 ppm (ortalama 4001 ppm, n =24), 1.049- 1. 609 ppm (ortalama 1376 ppm, n =4) ve 1.049-15.178 ppm (ortalama 3.587 ppm, n =43) arasında değişir. Cd dolomitin Fe içeriği, 1.900 - 5.200 (ortalama 2.760,00 ppm, n= 6) arasındadır (Tablo 2).

Rd1 dolomitin Fe içeriği Mescitli yöresinde 1.609- 4.477 ppm (ortalama 3.334 ppm; n=3), Kuşakkaya yöresinde 1.329-9.443 ppm (ortalama 4.576 ppm; n=7), Eski Gümüşhane yöresinde 2.728-21.053 ppm (ortalama 8621; n=4) ve Hur yöresinde ise 1.679-6.715 ppm (ortalama 3.812; n=6) arasındadır.

Rd2 dolomitin Fe değerleri, Mescitli yöresinde 1.819-5.386 ppm (ortalama 2.858 ppm; n=7), Kuşakkaya yöresinde 1.259-4.826 ppm (ortalama 2.973 ppm; n=8), Eski Gümüşhane yöresinde 4.826-7.554 ppm (ortalama 5.961; n=9) ve Hur yöresinde ise 1.189-5.246 ppm (ortalama 3.721; n=5) arasındadır.

Rd3 dolomitin Fe içeriği, 1.049-1.609 ppm (ortalama 1.376 ppm; n=3) arasında değişir.

Rd4 dolomitin Fe içeriği Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane ve Hur yörelerinde sırasıyla 1119-3218 ppm (ortalama 1898; n=15), 1049-6505 ppm (ortalama 3560 ppm; n =10), 2798- 15178 ppm (ortalama 7772 ppm; n=9) ve 1119-3497 ppm (ortalama 2246 ppm; n=9) arasında değişir.

3.5.1.5. Mn Element Konsantrasyonları

Mn değerleri tüm dolomit tiplerinde genel olarak ölçüm limitinin altında ile 27726 ppm (n= 96) arasında değişir ve bu değerler özellikle Eski Gümüşhane yöresinde en yüksek değerler ile temsil edilir (Tablo 2). Cd dolomitler ise 154 ile 435 ppm arasında değişen ve ortalama 250 ppm Mn değerleri ile temsil olur (Kırmacı vd., 2018).

Bir kaç örneğin Mn değerlerinin ölçüm limitinin altında olmasının dışında, Rd1, Rd2, Rd4 dolomitler sırasıyla, 78-9294 ppm (ortalama 1292 ppm; n= 19), 78-7.125 ppm (ortalama 2.055 ppm; n= 23), 78-27726 ppm (ortamala 1617 ppm; n= 42) arasında değişen

Mn içeriğine sahiptir. Rd3 dolomitin Mn değerleri bir örnek (H21= 155 ppm) haricinde, ölçüm limitinin (<72 ppm) altındadır.

Rd1 dolomitin Mn içeriği, Mescitli yöresinde ölçüm limitinin altında (<72 ppm) -387 ppm (n=3), Kuşakkaya yöresinde 78-929 ppm (ortalama 277 ppm ; n=7), Eski Gümüşhane yöresinde 1549-9294 ppm (ortalama 5150; n=5 ve Hur yöresinde 155-387 ppm (ortalama 207 ppm; n=6) arasında değişir.

Rd2 dolomit Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane ve Hur yörelerinde, sırasıyla, 78-387 ppm (ortalama 210 ppm; n =7), 78-1239 ppm (ortalama 562 ppm, n=8, 4338-7125 ppm (ortalama 5585 ppm; n=9) ve 155-465 ppm (ortalama 329 ppm; n=5 ve bir örnek örnek ölçüm limitinin altında (<72 ppm)) arasında değişen Mn içeriği temsil edilir.

Rd3 dolomit ise tek bir örnek haricinde (H21= 155 ppm), ölçüm limitinin (<72 ppm) altında Mn değerlerine sahiptir.

Rd4 dolomitin Mn değerleri ise Mescitli yöresinde 78-310 ppm (ortalama 139 ppm; n=15) arasında, Kuşakkaya yöresinde 78- 1.007 ppm (ortalama 327 ppm, n =9, bir örnek ölçüm limitinin altında (<72 ppm), Eski Gümüşhane yöresinde 2.246-27.726 ppm (ortalama 6.729 ppm; n=9) ve Hur yöresinde 155-465 ppm (ortalama 258 ppm; n=9) arasındadır.

3.5.2. Duraylı İzotoplar

3.5.2.1. Oksijen İzotopları

Gümüşhane yöresinde, Berdiga Formasyonu'nun dolomitleri genellikle önemli oranda tüketilmiş $\delta^{18}\text{O}$ değerlere sahiptir. Bunlar $-14,9$ - $-0,5$ ‰VPDB (ortalama $-7,1$ ‰VPDB, n=96) arasında değişen geniş bir dağılım aralığını yansıtır (Şekil 3.41, Tablo 2).

Rd1 dolomit, $-13,2$ - $-0,5$ ‰ VPDB (ortalama $-4,9$ ‰ VPDB; n = 20) arasında değişen $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahiptir. Bu değerler Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane ve Hur yöresinde, sırasıyla, $-13,2$ - $-11,4$ ‰ VPDB (ortalama $-12,1$ ‰ VPDB, n= 3), $-3,7$ - $-0,5$ ‰ VPDB (ortalama $-2,3$ ‰ VPDB, n= 7), $-11,4$ - $-4,1$ ‰ VPDB (ortalama $-7,0$ ‰ VPDB, n = 4), $-3,0$ - $-0,8$ (ortalama $-1,6$, n = 6) arasında değişir.

Rd2 dolomitin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri $-14,9$ - $-0,7$ ‰ VPDB (ortalama $-6,6$ ‰ VPDB; n = 24) arasında değişir. Rd3 dolomit, Mescitli yöresinde $-14,9$ - $-9,3$ ‰ VPDB (ortalama $-10,8$ ‰ VPDB, n = 7); Kuşakkaya yöresinde $-7,9$ - $-1,9$ ‰ VPDB (ortalama $-4,4$ ‰

VPDB, n = 8; Eski Gümüşhane yöresinde $-8,7 - -4,6$ ‰ VPDB (ortalama $-6,3$ ‰ VPDB, n = 9) ve Hur yöresinde $-3,3 - -0,7$ ‰ VPDB (ortalama $-1,7$ ‰ VPDB; n = 5) arasında değişen $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahiptir.

Rd3 dolomit ise $-4,6 - -3,4$ ‰ VPDB (ortalama $-3,8$ ‰ VPDB; n = 3) arasında değişen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile temsil olur. Cd dolomitler ise son derece düşük $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine ($-11,3 - -14,1$ ‰ VPDB ve ortalama $-12,4$ ‰ VPDB; n = 6) sahiptir.

Rd4 dolomitin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri $-13,1 - -1,8$ ‰ VPDB (ortalama $-7,9$ ‰ VPDB, n= 43) arasında değişir. Bu değerler Mescitli yöresinde $-12,3 - -6,3$ ‰ VPDB (ortalama $-9,6$ ‰ VPDB; n = 15); Kuşakkaya yöresinde $-13,1 - -3,5$ ‰ VPDB (ortalama $-8,3$ ‰ VPDB; n = 10), Eski Gümüşhane yöresinde $-9,7 - -4,1$ ‰ VPDB (ortalama $-7,0$ ‰ VPDB; n = 9), Hur yöresinde ise $-10,6 - -1,8$ ‰ VPDB (ortalama $-4,8$ ‰ VPDB; n = 9) arasında değişir.

Belemnit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise $-2,5 - -2,5$ ‰ VPDB (ortalama $-2,5$ ‰ VPDB, n = 2) arasında değişir.

3.5.2.2. Karbon İzotopları

Gümüşhane yöresinde, Berdiga Formasyonu'nda gözlenen dolomitler $-0,4 - 5,7$ ‰ VPDB (ortalama $2,8$ ‰ VPDB, n=96) arasında değişen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahiptir (Şekil 41, Tablo 2). Yer değiştirme dolomitleri tümüyle pozitif ($0,9 - 5,7$ ‰ VPDB ve ortalama $2,8$ ‰ VPDB, n =90) $\delta^{13}\text{C}$ değerleri temsil olurken Cd dolomitlerinin ise büyük çoğunluğu pozitif ($-0,3 - 3,30$ ‰ VPDB; (n=6, bir örnek haricinde) $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ile temsil olur.

Rd1 dolomit, $0,9 - 5,1$ ‰ VPDB (ortalama $2,5$ ‰ VPDB, n = 20) arasında değişen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahiptir. Mescitli, Kuşakkaya, ve Eski Gümüşhane yöresinde, sırasıyla, $3,8 - 5,1$ ‰ VPDB (ortalama $4,5$ ‰ VPDB, n = 3), $1,7 - 3,5$ ‰ VPDB (ortalama $2,4$ ‰ VPDB, n = 7), $0,9 - 3,1$ ‰ VPDB (ortalama $1,7$ ‰ VPDB, n = 4) ve $1,7 - 2,4$ ‰ VPDB (ortalama $2,2$ ‰ VPDB, n = 6) arasında değişen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahiptir.

Rd2 dolomitin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise $1,0 - 5,2$ ‰ VPDB (ortalama $2,9$ ‰ VPDB, n = 24) arasında değişir. Rd3 dolomit Mescitli yöresinde $4,0 - 5,2$ ‰ VPDB (ortalama $4,6$ ‰ VPDB, n = 7); Kuşakkaya yöresinde $1,7 - 3,4$ ‰ VPDB (ortalama $2,3$ ‰ VPDB, n= 8); Eski Gümüşhane yöresinde $1,0 - 2,9$ ‰ VPDB (ortalama $2,1$ ‰ VPDB, n = 9); Hur

yöresinde ise 1,9-2,8 ‰ VPDB (ortalama 2,2 ‰ VPDB, n = 5) arasında değişen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahiptir.

Rd3 dolomit 1,6-2,2 ‰ VPDB (ortalama 1,8 ‰ VPDB, n = 3) arasında değişen $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ile temsil olur.

Rd4 dolomit, 0,7-5,7 ‰ VPDB (ortalama 3,2‰ VPDB, n = 43) arasında değişen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahiptir. Bu değerler Mescitli yöresinde 3,80-5,73‰ VPDB (ortalama 4,7 ‰ VPDB, n = 15); Kuşakkaya yöresinde 1,1-3,7 ‰ VPDB (ortalama 2,8 ‰ VPDB, n = 10, Eski Gümüşhane yöresinde 0,7-3,1 ‰ VPDB (ortalama 2,0 ‰ VPDB, n = 9) ve Hur 1,4- 3,1 ‰ VPDB (ortalama 2,3 ‰ VPDB, n = 9) arasında değişir.

Belemnit örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise, 1,5-1,8‰ VPDB (ortalama 1,7 ‰ VPDB, n= 2) arasında değişir.

3.5.3. Radyojenik İzotoplar

3.5.3.1. Stronsiyum İzotopları

İnceleme alanında, Berdiga Formasyonu'nun dolomitleri 0,70583-0,70884 (ortalama 0,70739, n=54) arasında değişen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerine sahiptir (Şekil 3.41, Tablo 2).

Rd1, Rd2, Rd3 ve Rd4 dolomitin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri, sırasıyla, 0,70583-0,70884 (ortalama 0,70724, n=14), 0,70716-0,7087 (ortalama 0,70755, n=14), 0,70726-0,70737 (ortalama 0,70733, n= 3) ve 0,70729-0,70789 (ortalama 0,70745, n= 23) arasında değişir. Cd dolomit ise 0,707177-0,70681(ortalama 0,707083; n=3) Sr izotop değerlerine sahiptir (Kırmacı vd., 2018).

Rd1 dolomitin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri, Mescitli, Kuşakkaya, Hur yörelerinde sırasıyla, 0,70583-0,70738 (ortalama 0,70642, n=3), 0,70732-0,70743 (ortalama 0,70737 n=5), 0,70725-0,70734 (ortalama 0,70729, n=5) arasında değişir. Eski Gümüşhane yöresinde ise 0,70884 (n=1) değerindedir.

Rd2 dolomitin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri ise, Mescitli yöresinde 0,70716-0,70732 (ortalama 0,70724, n=2); Kuşakkaya yöresinde 0,707350-0,707665311 (ortalama 0,707448483, n=7); Eski Gümüşhane yöresinde 0,70788-0,70879 (ortalama 0,70820, n=3) ve Hur yöresinde 0,707251321-0,707357318 (ortalama 0,707290986 n=3) arasındadır.

Hur yöresinde ise Rd3 dolomit 0,70726332 -0,707367318 (ortalama 0,707329319, n=3) arasında değişen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerine sahiptir. Belemnit örneklerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri, 0,707418-0,707421 (ortalama 0,707419; n=2) arasında değişir.

Rd4 dolomitin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri, Mescitli, Kuşakkaya ve Eski Gümüşhane yöresinde, sırasıyla, 0,70729-0,70736 (ortalama 0,70732, n=4), 0,70729- 0,70760 (ortalama 0,70746 n= 8), 0,70753-0,70789 (ortalama 0,70774, n=4) ve 0,70732-0,70740 (ortalama 0,70734, n= 8) arasındadır.

3.5.4. Sıvı İnküzyonları

Rd1, Rd2 ve Rd3 dolomit kristalleri çok küçük boyutludur (4 μm 'dan daha küçük) bu nedenle sıvı kapanım çalışmalarında hariç tutulmuşlardır. İki fazlı (liquid-vapour) ikincil sıvı inküzyonlar (Roedder, 1984), Rd4 ve Cd dolomit kristallerinin çatlakları boyunca geliştikleri görülmektedir.

Rd4 ve Cd dolomitte iki fazlı (liquid-vapour) birincil sıvı inküzyonlar mevcut olup, ölçüm yapılabilecek olanlar yalnızca çok iri kristallerin kenar kısımlarında bulunur. Birincil sıvı inküzyonlar düzensiz - uzunlamasına şekilli olup, boyutları sırasıyla 4-5 μm ve 6-7 μm arasında değişir. Buhar faz, kapanım hacminin yaklaşık %10-15 lik bir kesimini oluşturur. Rd4 dolomitteki birincil sıvı inküzyonların boyutlarının küçük olması nedeniyle son buz erime sıcaklıkları (T_m) ölçülemedi ve bunları oluşturan sıvıların tuzluluk değerleri hesaplanamamıştır. On dört ayrı ince kesitte, Rd4 dolomit kristallerinde analiz edilen inküzyonlar, 190-260 °C (ortalama 210 °C n=18) arasında değişen homojenleşme sıcaklıklarına (T_h) sahiptir. İki ince kesitte, Cd dolomit kristallerinde analiz edilen sıvı inküzyonların homojenleşme (T_h) ve erime sıcaklık (T_m) değerleri, sırasıyla, 168-185 °C (ortalama 174 °C, n=14) ve -12.4--10 °C (ortalama -11.2 °C, n=4) arasında değişir. Bu değerler kullanılarak Cd dolomiti oluşturan sıvıların 13.9- 16.3 wt% arasında değişen tuzluluk değerlerine sahip oldukları hesaplanmıştır.

4. TARTIŞMA

4.1. Jeokimyasal Verilerin Yorumlanması

Berdiga Formasyonu'nun Mescitli, Eski Gümüşhane, Kuşakkaya ve Hur (Gümüşhane, KD Türkiye) yörelerindeki farklı dolomit tiplerine ve Ayrılaksa Yayla (Trabzon, KD Türkiye) yöresindeki dolomit sekansının hemen üzerinde yer alan kireçtaşlarına ait iki belemnit örneğinin ana, iz element, duraylı ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) ve radyojenik ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) izotop sonuçları Tablo 2 ve 3.41'de özetlenmiştir. Yapılan analizlerin tamamı yer değiştirme dolomitlerine aittir. Zira dolomit çimentoların (Cd) çok az ve küçük boyutlarda olması ve mekanik olarak yer değiştirme dolomitlerinden ayırt edilmemesi bunlardan jeokimyasal analizler için yeterli numune alınmasına olanak tanımamıştır. Bu nedenle dolomit çimentolara ait jeokimyasal yorumlamalar Başoba Yayla (Trabzon, KD Türkiye) yöresindeki Berdiga Formasyonu'na ait dolomit çimentoların jeokimyasal verilerine (Kırmacı vd.,2018) dayandırılmıştır.

4.1.1. Dolomit Stokiyometrisi

İnceleme alanında, Berdiga Formasyonu'nun dolomitleri stokiyometrik değildir ve toplam 39,2-55,2% mol (ortalama 60,7 % mol; n = 94) MgCO_3 içeriğine sahiptir. Bunların % mol MgCO_3 içerikleri her ne kadar birbirlerine yakın ise de, bileşimsel olarak çok keskin olmamakla birlikte iki popülasyonlu dağılım gösterirler. Birinci popülasyonu oluşturan Mescitli ve Hur yörelerindeki dolomitler (ortalama 59,0 % mol CaCO_3 ; n=45), ikinci popülasyonu oluşturan Kuşakkaya ve Eski Gümüşhane yöresindeki dolomitlere (ortalama 56,5 % mol CaCO_3 ; n = 47) göre daha yüksek MgCO_3 içeriğine sahiptir (Tablo 2, Şekil 3.41). Dolomitlerin stoikiometrisi iki popülasyonlu dağılım bunların diyajenetik gelişimlerinin bir yansıması olarak düşünülebilir. Zira kalsiyumca zengin dolomitler, potansiyel olarak stokiyometrik dolomitlere göre diyajenetik alterasyonlara karşı daha hassastırlar (Sibley vd, 1994; Chai ve Navrotsky, 1995; Zhao ve Jones, 2012a, 2012b).

Dolomit stoikiometrisi (1) dolomitleştirici sıvıların Mg/Ca oranları, (2) kayaç/su etkileşim oranı (açık veya kapalı/yarı kapalı diyajenetik sistem), (3) Mg iyonlarının sağlanabilirliği ve (4) dolomitleştirici sıvılarla etkileşim süresi gibi çeşitli kinetik

faktörlerle ilişkili olduğu ifade edilmektedir (Lumsten ve Chimahusky, 1980; Sibley, 1990; Sibley vd, 1994; Vahrenkamp ve Sward, 1994; Budd, 1997; Schubel vd, 2006; Zhao ve Jones, 2012a; Zhao ve Jones, 2012b). Kaczmarek ve Sibley (2011) dolomit stoikiometrisinin dolomitleştirici sıvıların Mg/Ca oranının bir yansıması olduğunu, dolomitleştirici sıvıların yüksek Mg/Ca oranlarının daha kısa indüksiyon periyodlarını (dolomitin ilk ortaya çıktığı zaman) ve daha hızlı dolomitleşme oranlarını sonuçlarken düşük Mg/Ca oranlı sıvıların ise daha uzun indüksiyon periyodlarını ve daha yavaş dolomitleşme oranlarını sonuçladığını ileri sürmüşlerdir. Böylece düşük Mg/Ca oranlı çözeltiler kalsiyumca zengin dolomitleri oluştururken yüksek Mg/Ca oranlı çözeltiler ise magnezyumca zengin dolomitleri üretmektedir. Kaczmarek ve Sibley (2011) tarafından ortaya konulan bu ilişkiler dikkate alındığında, Berdiga Formasyonu'nun iki popülasyonlu dağılım gösteren, kalsiyumca zengin dolomitlerin oluşumunu sonuçlayan dolomitleştirici sıvıların düşük Mg/Ca oranlarına ve nispeten yavaş dolomitleşme hızlarına sahip oldukları söylenebilir.

Berdiga Formasyonu'nun dolomitleri tarafından uyumlu olarak üzerlenen Alt-Orta Jura Şenköy Formasyonu'na ait bazik volkanik ve volkanoklastik kayaların denizel kökenli hidrotermal sular tarafından alterasyona uğratılmaları bu kayaların spilitleşmesine ve plajiyoklazların yaygın olarak albitleşmesine neden olmuştur (Şen, 2007). Bunun sonucu olarak, alterasyona neden olan denizel kökenli hidrotermal sular kalsiyum bakımından zenginleşmiştir. Bu durum, Şenköy Formasyonu'nun oldukça kalın istifler sunduğu Mescitli ve Hur yörelerindeki dolomitlerin kalsiyumca daha zenginleşmesine buna karşın Şenköy Formasyonu'nun daha az kalınlıklar sunduğu Kuşakkaya ve Eski Gümüşhane yöresinde ise böyle bir zenginleşmeye olanak tanımamıştır.

4.1.2. Na Konsantrasyonları

Dolomitleştirici sıvıların tuzluluğunun belirlenmesinde Na konsantrasyonu potansiyel bir gösterge olarak kabul edilebilir (Budd, 1997). Na dolomit içerisinde NaCl'ün katı ve sıvı inklüzyonlar, dolomit kristal kafesi içerisine direkt katyon yer değiştirmesi ve analiz sırasında kil minerallerinden bulaşma gibi farklı şekillerde bulunabilmesi (Land, 1980; Boum vd, 1985; Wallace, 1990; Malone vd, 1996; Lu ve Meyers, 1998; Suzuki vd, 2006) Na'un paleotuzluluk yorumlamalarında daha dikkatli

kullanılmasını gerektirir. Diğer taraftan, yaklaşık $2 \cdot 10^{-5}$ olarak tahmin edilen dolomitin sodyum dağılım katsayısı ($\Delta Na_{\text{dolomit}}$) (Wright ve Tucker, 1990) hakkında bilinenlerin çok az (Land, 1980; Budd, 1997) ve element olarak diyajenez sırasında stronsiyumdan daha mobil olması (Veizer, 1983) Na değerlerine dayalı analitik yorumlamaları fazla güvenilir kılmamaktadır. Bununla birlikte, erken diyajenetik dolomitlerin geç diyajenetik dolomitlere göre daha yüksek Na içeriğine sahip olduğu da ifade edilmektedir (Brand ve Veizer, 1980; Land, 1980).

Rd dolomitlerin Na konsantrasyonları 222 ppm'in altında olup, genel olarak iki popülasyonlu bir dağılım gösterirler (Tablo2). Rd dolomitler normal denizel sulardan oluşan dolomitlerle (bdl–222 ppm) (Veizer, 1983; Qing ve Mountjoy, 1988) örtüşen Na konsantrasyonlarına (100-200 ppm) sahiptir. Bu, çalışma alanlarındaki tüm Rd dolomitlerin normal denizel kökenli sulardan oluştuğunun bir göstergesidir. Kuşakkaya, Eski Gümüşhane, Mescitli ve Hur yörelerindeki dolomitlerin, bir-iki örnek hariç, 222 ppm altında (>72 ppm) Na konsantrasyonlarına sahip olması (Tablo 2) bunların Na bakımından tüketilmiş denizel kökenli hidrotermal sular tarafından rekristalizasyona uğratılmalarından kaynaklandığını gösterir. Zira, Berdiga Formasyonu'nun dolomitleri tarafından uyumlu olarak üzerlenen Alt-Orta Jura Şenköy Formasyonu'nun bazik volkanik ve volkanoklastik kayaları, denizel kökenli hidrotermal sular tarafından alterasyona uğratılmaları, bu kayalardaki plajiyoklasların albitleşmesi sonucu Na bakımından zenginleşmesine (Şen, 2007) ve denizel kökenli hidrotermal suların Na bakımından fakirleşmesine yol açmıştır. Sodyumca fakirleşen denizel kökenli hidrotermal suların, yukarı doğru, dolomitler içerisine göç ederek Rd dolomitleri rekristalizasyona uğratması, Şenköy Formasyonu'nun oldukça kalın istifler sunduğu Mescitli yöresindeki dolomitlerin, Na konsantrasyonlarının azalmasına, bdl'nin (>72 ppm) altına düşmesine neden olmuştur. Buna karşın Kuşakkaya ve Eski Gümüşhane dolomitlerinden Na konsantrasyonlarında (222-74 ppm) böyle bir azalmaya rastlanmamıştır. Hur yöresindeki bu artış ise, bölgeye yerleşen Malm volkanizmasına ait yüksek CaO içeriklerine (9,7 % mol CaO; Dokuz vd., 2017) sahip bazik volkanik ve volkanoklastik kayaların denizel kökenli hidrotermal sular tarafından ilave bir alterasyona uğratılmalarının sonucu olabilir.

4.1.3. Sr Konsantrasyonları

İnceleme alanında, Berdiga Formasyonu'nun yerdeğiştirme (Rd) dolomitleri, benzer Sr içeriklerine (56-243 ppm) sahip olup bunların Sr içerikleri Kuşakkaya, Eski Gümüşhane, Mescitli ve Hur yörelerinde, sırasıyla, 79-168 ppm (ortalama 100 ppm), 56-244 ppm (ortalama 88 ppm), 99-185 ppm (ortalama 129) ve 84-230 ppm (ortalama 131 ppm) arasında değişir. Çimento dolomitin 106-201 ppm (ortalama 134 ppm, n = 5) arasında değişen Sr içerikleri, yerdeğiştirme dolomitlerin Sr içerikleri ile örtüşmektedir. Bunların yanısıra dolomitlerin Sr konsantrasyonları ile CaCO₃ içerikleri arasında belirgin bir kovaryans vardır ve bu ilişkinin büyüklüğü, her bir % mol Ca artışına karşılık Sr'da yaklaşık 21 ppm'lik bir artışa karşılık gelmektedir.

Dolomitlerin Sr içeriği, genel olarak, dolomit ile dolomitleştirici sıvılar arasındaki dağılım katsayısı ($D_{Sr}^{dolomit}$) ve dolomitleştirici sıvıların Sr²⁺/Ca²⁺ oranları tarafından belirlenmektedir (Land, 1980; Banner, 1995; Budd, 1997). Dolomitleştirici sıvıların tabiatını ortaya koymaya yönelik olarak dolomit örneklerinin Sr konsantrasyonları üzerine yapılmış çok sayıda çalışmaya rağmen, 0.0118-0.7 arasında değişen (Land, 1980; Veizer, 1983; Baker ve Burns, 1985; Machel ve Mountjoy, 1986; Vahrenkamp ve Swart, 1990; Banner, 1995; Budd, 1997) dolomit ile dolomitleştirici sıvılar arasındaki dağılım katsayısı ($D_{Sr}^{dolomit}$) üzerinde hala önemli belirsizlikler bulunmaktadır (Lu ve Meyers, 1998). Bir mol dolomit, bir mol kalsitin yarısı kadar Ca içermesi nedeniyle dolomitin Sr dağılım katsayısı ($D_{Sr}^{dolomit}$), kalsitin Sr dağılım katsayısının (D_{Sr}^{kalsit}) yaklaşık yarısı kadar olmalıdır (Banner, 1995; Budd, 1997). Böylece, düşük sıcaklıklarda ve yavaş büyüme hızlarında 0.03±0.02 olarak hesaplanan kalsitin Sr dağılım katsayısı (D_{Sr}^{kalsit}) dikkate alındığında, dolomitin Sr dağılım katsayısının ($D_{Sr}^{dolomit}$) 0.015-0.025 arası değerlerde olması gerektiği tahmin edilebilir (Banner, 1995; Budd, 1997). Bu durum 0.03'ten daha küçük, ekseriyetle 0.015 - 0.025 arası, Sr dağılım katsayılarına ($D_{Sr}^{dolomit}$) sahip dolomitlerin normal deniz suyuna benzer Sr²⁺/Ca²⁺ oranlı sulardan tortulaşmış olmasının çok muhtemel olduğunu gösterir (Machel ve Anderson, 1989; Vahrenkamp ve Swart, 1990; 1994; Banner, 1995; Malone vd, 1996; Budd, 1997; Swart vd, 2005; Zhao ve Jones, 2012a, 2012b). Böylece, kalsitçe zenginliği ile ilişkili olarak, Sr konsantrasyonu ≤300 ppm olan (yaklaşık 70-250 ppm arasında değişen) dolomitlerin normal denizel sulardan tortulaştığı çok olası görülmektedir (Vahrenkamp ve Swart, 1990; Malone vd, 1996; Budd, 1997; Swart ve Melim, 2000; Swart vd, 2005; Zhao ve Jones, 2012a).

Şayet dolomitteki Sr konsantrasyonları yalnızca dolomitin Sr dağılım katsayısı (D_{Sr}^{dolomit}) ve $(Sr^{2+}/Ca^{2+})_{sıvı}$ tarafından kontrol ediliyor ve $MgCO_3$ içeriğine bağlı olarak değişiyor ise, dolomitleştirici sıvıların Sr^{2+}/Ca^{2+} oranları;

$$(Sr^{2+}/Ca^{2+})_{\text{dolomite}} = (D_{Sr}^{\text{dolomit}}) * (Sr^{2+}/Ca^{2+})_{sıvı}$$

eşitliği kullanılarak hesaplanabilir.

Yapılan hesaplamalar Rd dolomitleri oluşturan sıvıların $D_{Sr} = 0.015 - 0.025$ için ortalama molar Sr^{2+}/Ca^{2+} oranlarının, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane, Mescitli ve Hur yörelerinde sırasıyla, 0,0003-0,0015, 0,0152-0,0253, 0,0223-0,0372 ve 0,0003-0,0013 arasında değiştiğini ortaya koymaktadır. Kullanılan D_{Sr}^{dolomit} 'ye göre dolomitler için hesaplanan dolomitleştirici sıvıların molar Sr^{2+}/Ca^{2+} oranları, günümüz deniz suyunun Sr^{2+}/Ca^{2+} oranı (0,0086; Drever, 1997) ile örtüşmemektedir ve bununla dolomitler için hesaplanan dolomitleştirici sıvıların molar Sr^{2+}/Ca^{2+} oranları, bu değerden biraz daha farklıdır. Bu dolomitlerin denizel kökenli sıvılardan oluştuğunun kanıtlarını muhafaza etmediğini ve dolomitlerin tercihi olarak ya Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'nun bazik volkanik kayaları ya da bölgeye yerleşen Kaçkar granitoidi tarafından kısmen değişikliğe uğratılmış olan, denizel kökenli hidrotermal suların ilavesiyle bir rekristalizasyona uğratıldığını gösterir. Çimento dolomitin benzer şekilde $D_{Sr} = 0.015-0.025$ için ortalama 0,0003-0,0002 arasında değişen molar Sr^{2+}/Ca^{2+} oranlarına sahip olması, çimento dolomitlerin oluşmasını ve yerdeğiştirme dolomitlerin rekristalizasyonunu sonuçlayan sıvıların, benzer olduğunun ilave bir kanıtıdır.

4.1.4. Fe ve Mn Konsantrasyonları

Dolomitlerin Fe ve Mn içerikleri dolomitleştirici sıvıların iyonik gerilmesinden ziyade dolomitleştirici sıvıların indirgen durumu ve/veya Fe ve Mn'in sağlanabilirliği hakkında önemli bilgiler sunar (Budd, 1997). Fe ve Mn'in 12'den büyük bir dağılım katsayısına sahip olması, bunların dolomitlerde nispeten yüksek konsantrasyonlarda bulunabilmelerine olanak sağlar (Kretz, 1982; Veizer, 1983; Land, 1985; Morse ve Bender, 1990; Vahrenkamp ve Swart, 1990). Deniz suyundan tortulaşan dolomitlerin Fe ve Mn denge konsantrasyonları, sırasıyla, yaklaşık 3-50 ppm ve 1 ppm kadardır (Veizer, 1983). Bununla birlikte, deniz suyundan tortulaşmış olduğu şeklinde yorumlanan dolomitler için

literatürde rapor edilen değerler (Budd, 1997; Vahrenkamp ve Swart, 1994), genel olarak bu değerlerden çok daha yüksektir. Fe ve Mn sağlanabilirliğinin gömülme sıvılarındaki indirgeyici koşullar tarafından favori kılınması (keza çözeltideki Fe ve Mn'nin daha yüksek konsantrasyonlarda bulunabilirliği), geç gömülme dolomitlerinin sık gömülme dolomitlerine nazaran çok daha yüksek Fe ve Mn içeriğine sahip olmalarını gerekli kılar (Warren, 2000).

İnceleme alanında, Berdiga Formasyonu'ndaki dolomitlerin Fe ve Mn konsantrasyonları, normal denizel sulardan oluşmuş dolomitlerin Fe ve Mn konsantrasyonlarından önemli oranda yüksektir. Bu, gözenek sıvılarının indirgeyici özellikte olduğunu ve/veya önemli bir Fe ve Mn kaynağının varlığını işaret eder. İki belemnit örneğinin Fe ve Mn konsantrasyonlarından (sırasıyla, 804 ppm ve 77 ppm) da anlaşılabilceği gibi (Tablo 2), deniz suyu ve türevlerinin Fe ve Mn bakımından önemli oranda düşük değerlerde olması (Veizer, 1983; Aharon vd, 1987; Fouke, 1994), bu kaynakların dolomitleştirici sıvıların kendileri olmadığını ortaya koyar. Berdiga Formasyonu'ndaki dolomitlerin Fe ve Mn içerikleri için en olası kaynak olarak Berdiga Formasyonu'nun dolomitleri tarafından uyumlu olarak üzerlenen Erken Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'nun bazik volkanik kayaları görülmektedir. Zira bu kayalardaki ferromagnezyen minerallerin hidrotermal alterasyonu, dolomitlerin yüksek orandaki Fe ve Mn konsantrasyonlarını sağlayabilir. Ayrıca, Hur yöresinde ise bölgeye yerleşen Geç Jura volkanizmasına ait nispeten yüksek FeO içeriklerine (8,4-13.5 % mol FeO; Dokuz vd., 2017) sahip olan bazik volkanik ve volkanoklastik kayaların denizel kökenli hidrotermal sular tarafından alterasyona uğratmaları sonucu FeO bakımından zenginleşen bu sıvıların dolomitleri rekristalizasyona uğratmaları, Hur yöresindeki dolomitlerin Fe içerikleri bakımından nispeten yüksek olmaları ile ilişkilendirilebilir.

Eski Gümüşhane yöresindeki dolomitlerin Fe ve Mn içeriklerinin (ortalama 7185 ppm ve 5974 ppm) Mescitli, Kuşakkaya ve Hur yörelerindeki dolomitlere (sırasıyla, ortalama 2281 ppm ve 227 ppm; ortalama 5105 ppm ve 173 ppm) göre önemli oranlarda yüksek konsantrasyonlarda olması, Eski Gümüşhane yöresindeki Santoniyen yaşlı volkanojenik polimetalik masif sülfür cevherleşmesinin bir sonucu olabilir.

4.1.5. Oksijen İzotopları

Dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin dolomitleştirici sıvıların izotopik bileşimi, sıcaklık, kinetikler (tortulaşma hızları, fosforik asit farklılaşması vs.) ve dolomit stoikiyatrisi gibi pek çok değişken tarafından kontrol edilmesi (Vahrenkamp ve Swart, 1994; Budd, 1997; Zhao ve Jones, 2012a, b), bunların yorumlanmasını tartışmalı hale getirmektedir. Bununla birlikte Land (1992), dolomitleşme ve rekristalizasyon olayının suyun mevcudiyetinde meydana gelmiş olması nedeniyle, tortulaşan dolomitin $\delta^{18}\text{O}$ değerinin, düşük su/kayaç oranlarında ve/veya kapalı diyajenetik bir sistemde yer değiştiren CaCO_3 mineralinin izotopik bileşiminden etkilenebilen, dolomitleştirici sıvıların bileşimi ve sıcaklığı tarafından belirlendiğini ifade etmiştir. Böylece, dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri dolomitleştirici sıvıların oluşum sıcaklıklarını ve izotopik bileşimlerini yansıtacaktır.

Berdiga Formasyonu'na ait dolomitler $-14,9$ - $-0,5$ ‰ VPDB (ortalama $-7,7$ ‰VPDB, $n=97$) arasında değişen $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahiptir (Tablo 2, Şekil 3.41). Bu değerler Mescitli, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane ve Hur yörelerinde, sırasıyla, $-14,9$ - $-6,3$ ‰ VPDB (ortalama $-10,2$ ‰ VPDB), $-13,0$ - $-0,5$ ‰ VPDB, (ortalama $-5,5$ ‰ VPDB), $-11,4$ - $-4,0$ ‰ VPDB (ortalama $-6,7$ ‰ VPDB) ve $-10,6$ - $-0,7$ ‰ VPDB (ortalama $-3,2$ ‰ VPDB) arasında değişir (Tablo 2, Şekil 3.41). Berdiga Formasyonu'ndaki yer değiştirme (Rd) dolomitlerinin ortalama $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin geniş bir dağılım göstermesi (Şekil 3.41), onların farklı bileşim ve sıcaklıklara sahip dolomitleştirici sıvılar tarafından oluşturulduklarını ve/veya rekristalize olduklarını gösterir. Pek çok dolomit örneğinde olduğu gibi (Vahrenkamp ve Swart, 1994; Gill vd, 1995; Suzuki vd, 2006; Zhao ve Jones, 2012a, 2012b), Berdiga Formasyonu'ndaki dolomitlerin, özellikle Kuşakkaya ve Eski Gümüşhane yörelerinden Mescitli yörelerindeki, $\delta^{18}\text{O}$ ve mol % Ca değerleri arasında da negatif bir kovaryans mevcuttur (Şekil 3.41). Yapılan çalışmalar her bir mol % Ca artışına karşılık $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde yaklaşık $0,1$ - $0,36$ ‰ VPDB arasında değişen bir azalmanın olduğunu ortaya koymuştur (Dawans ve Swart, 1988; Vahrenkamp ve Swart, 1994; Gill vd, 1995; Suzuki vd, 2006; Zhao ve Jones, 2012a). Berdiga Formasyonu'nun yerdeğiştirme (Rd) dolomitlerine ait çalışmalar, her bir mol% Ca artışına karşılık $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde yaklaşık $1,2$ ‰VPDB gibi bir azalmanın olduğunu ortaya koymuş olup, hesaplanan bu değer, yukarıda ifade edilen değerlerden çok daha büyüktür. Bu korelasyon, dolomitleştirici sıvıların sıcaklığı, izotopik bileşimi ve stokiyoymetrisi gibi termodinamik

(Land, 1985; Aharon vd., 1987; Suzuki vd, 2006), fosforik asit farklılaşması ve dolomit tortulaşma oranları gibi kinetik faktörlerden (Aharon vd, 1977; Vahrenkamp ve Swart, 1994; Zhao ve Jones, 2012a) kaynaklanabilmektedir. Fosforik asit farklılaşması ve stoikiometri her bir mol % Ca artışı için $\delta^{18}\text{O}$ de, sırasıyla, 0.02‰ ve 0.03 -0.08 ‰ kadarlık bir azalmaya neden olmaktadır (Land, 1980; Aharon vd., 1987). Bu durum, yerdeğiştirme (Rd) dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde gözlenen kovaryansın, esas itibarıyla, dolomitleştirici ve/veya rekristalizasyona neden olan sıvıların izotopik bileşimi ve sıcaklığı tarafından belirlendiğini göstermektedir.

Berdiga Formasyonu'ndaki yer değiştirme (Rd) dolomitlerin dağınık bir dağılım gösteren $\delta^{18}\text{O}$ değerleri için bir mol% Ca artışına karşılık $\delta^{18}\text{O}$ deki değişim (1.2 ‰) yukarıda ifade edilen değerlerden çok daha büyüktür.

Berdiga Formasyonu'ndaki yerdeğiştirme (Rd) dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin Mescitli, Eski Gümüşhane ve Kuşakkaya yörelerinden Hur yöresine doğru giderek nispeten daha az tüketilmiş olmaları, bölgeye yerleşen Geç Kretase-Eosen Kaçkar granitoidinin yerleşimine bağlı olarak reaktive olan denizel kökenli hidrotermal sıvıların, dolomitleri rekristalizasyona uğratmalarının bir sonucu olabilir. Zira, Geç Kretase-Eosen döneminde Mescitli, Eski Gümüşhane ve Kuşakkaya alanlarının yakın yörelerine yerleşen Kaçkar Granitoidi, denizel kökenli hidrotermal sıvıların bu yörelerdeki dolomitleri rekristalize ederek bunların daha fazla tüketilmiş $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip olmalarını sonuçlamıştır (Şekil 3.41). Kaçkar granitoidinden oldukça uzakta yer alan Hur yöresindeki dolomitlerin söz konusu hidrotermal sıvılardan fazlaca etkilenmemiş olması, bu alandaki dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin nispeten daha az tüketilmiş olmalarını sonuçlamıştır.

Berdiga Formasyonu'na ait iki belemnit örneğinin -2,45- -2,51‰ VPDB (ortalama - 2,48 ‰ VPDB) arasında değişen $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerlerinin dolaşımdaki deniz suyunun sıcaklık ve izotopik denge koşullarını yansıttığı dikkate alındığında, kalsit paleosıcaklık değerleri 1) Anderson ve Arthur (1983)'un $T(^{\circ}\text{C}) = 16.0 - 4.14 * (\delta_{\text{kalsit}} - \delta_{\text{su}}) + 0.13 * (\delta_{\text{kalsit}} - \delta_{\text{su}})^2$ ve/veya 2) Kim ve O'Neil (1997)'in $10^3 \ln \alpha_{\text{kalsit-su}} = 18.03(10^3 * T^{-1}) - 32.42$ (1.01095 asit fraksiyonlaşma faktörü uygulanarak) denklemleri kullanılarak hesaplanabilir. Her iki denklemde de $\alpha_{\text{kalsit-su}}$ VSMOW standardına göre kalsit ile su arasındaki denge fraksiyon faktörü T ise Kelvin derecesinden sıcaklıktır. Geç Jura-Erken Kretase dönemi için deniz suyunun $\delta^{18}\text{O}$ değeri olarak, dünyanın buzul içermeyen dönemlerinin karakteristiği olan - 1‰ VSMOW kabul edilebilir (Shackleton ve Kenneth, 1975). Böylece, yukarıda ifade

edilen her iki denklemden, Geç Jura-Erken Kretase dönemi için deniz suyu 21.8-22.4 °C arasında değişen paleosıcaklık değerleri hesaplanabilir.

21.8-22.4°C arasında değişen sıcaklıklarda, -1‰ VSMOW $\delta^{18}\text{O}$ değerli Geç Jura - Erken Kretase deniz suyundan tortulaşacak olan dolomitin $\delta^{18}\text{O}$ değeri $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{dolomit}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit-belemnit}} = 3.84\text{‰}$ VPDB fraksiyonlaşma denkleminden (Land, 1985, 1991; Machel ve Burton, 1994; Vahrenkamp ve Swart, 1994; Swart ve Melim, 2000; MacNeil ve Jones, 2003; Suzuki vd, 2006) 1.33-1.39 ‰ VPDB olarak hesaplanabilir. Berdiga Formasyonu'na ait dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, belirtilen sıcaklıklarda, Geç Jura-Erken Kretase deniz suyundan tortulaşacak olan dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinden çok daha negatiftir (Şekil 3.41). Dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerindeki bu tüketilme, dolomitleşme sırasındaki meteorik su girdisinden (Xun ve Fairchild, 1987; Humphery ve Quinn, 1989; Gao ve Land, 1991; Gao vd, 1992; James vd, 1993; Mresah, 1998) ve/veya artan sıcaklık ve devam eden gömülme sırasındaki rekristalizasyondan (Rao, 1993; Nielsen vd, 1994; Malone vd, 1994; Montanez, 1994; Nicolaides, 1995; Durocher ve Al-Aasm, 1997; Machel, 1997; Meyers vd, 1997; Lu ve Meyers, 1998; Qing, 1998, Reinhold, 1998; Mountjoy vd, 1999; Al-Aasm ve Packard, 2000; Kırmacı ve Akdağ, 2005; Swart vd, 2005; Kırmacı, 2008) meydana gelmiş olabilir.

Güncel ve eski karışım zonları, yaygın dolomit dizilerini değil, yalnızca çok düşük hacimlerde ve yer değiştirmeden ziyade dolomit çimentoları oluşturduğu ileri sürülmektedir (Machel ve Mountjoy, 1986; Hardie, 1987; Coniglio vd, 1988). Ayrıca, dolomitlerin sahip olduğu pozitif $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, kireçtaşlarının dolomitleşme öncesi meteorik bir diyajenez maruz kalmadığını gösterir (Allan vd., 1982; James ve Choquette, 1990). Her iki varsayım, inceleme alanında, Berdiga Formasyonu'ndaki Rd dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ izotoplarının tüketilmesinde meteorik suların bir etkisinin bulunmadığını ortaya koymaktadır.

Mikrokristalen (Rd1), doku koruyucu (Rd2) dolomitlerin erken diyajenetik kökenli olması onların $\delta^{18}\text{O}$ bileşimlerinin Geç Jura-Erken Kretase deniz suyunkine ile benzer özellikte olan sığ gözenek sularının $\delta^{18}\text{O}$ bileşimi ve gözenek sularının taban - su sıcaklıklarıyla benzer sıcaklıkları tarafından belirlenecektir. Ayrıca, erken diyajenetik dolomitlerin artan sıcaklıklarda rekristalizasyona maruz kalmadığı sürece yüksek oranda negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip olmaları da düşünülmemektedir (Malone vd, 1996).

İnceleme alanında, Berdiga Formasyonu'nun mikrokristalen (Rd1), doku koruyucu (Rd2), planar-porfirotopik (Rd3), orta-iri kristalli (Rd4) dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ ortalama değerleri, sırasıyla, -4.94 ‰ VPDB ($-13,16- -0,51\text{‰ VPDB}$), $-6,56 \text{ ‰ VPDB}$ ($-14,86- -0,69 \text{ ‰ VPDB}$), -3.77 ‰ VPDB ($-4,55- -3,37 \text{ ‰ VPDB}$) ve $-7,85 \text{ ‰ VPDB}$ ($-14,86- -0,69 \text{ ‰ VPDB}$) şeklindedir (Tablo 2, Şekil 3.41). Mikrokristalen (Rd1), doku koruyucu (Rd2) ve porfirotopik (Rd3) dolomit, birbirleri ile örtüşen $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip olmasına karşın, orta-iri kristalli (Rd4) dolomit biraz daha fazla tüketilmiş $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahiptir. Orta-iri kristalli dolomitin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerindeki bu tüketilme, devam eden gömülme ve artan sıcaklıklardaki ilave bir rekristalizasyon sonucunda oluşmuş olmalıdır. Bununla birlikte, orta-iri kristalli dolomit (Rd4), çimento (Cd) dolomit ile örtüşen $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahiptir (Tablo 2) bu durum orta-iri kristalli (Rd4) dolomitin, diğer dolomit tiplerinden farklı olarak, Cd dolomiti tortulaştıran benzer sıvılar tarafından ilave bir rekristalizasyona maruz kaldığını gösterir.

Orta-iri kristalli (Rd4) dolomit, mikrokristalen (Rd1), doku koruyucu (Rd2) ve porfiri topik (Rd3) dolomitlere benzer şekilde, düşük amplitütlü stilolitler tarafından kesilmektedir. Daha öncede ifade edildiği gibi, düşük amplitütlü stilolitlerin yaklaşık 500 metrede oluşmaya başladığı ve orta gömülme derinliğinin başlangıcı olarak kabul edildiği bilinmektedir (Lind, 1993; Nicolaides ve Wallace, 1997; Chen vd, 2004; Kırmacı ve Akdağ, 2005; Kırmacı, 2008, 2013). Tüm dolomit tiplerinin düşük amplitütlü stilolitler tarafından kesilmesi, bunların yaklaşık olarak 500 m derinliklerden önce oluşmuş olmalarını gerektirir. Berdiga Formasyonu'nun gömülme tarihçesi, düşük amplitütlü stilolitlerin oluşmaya başladığı gömülmenin yaklaşık Erken Kretasen'in sonlarına karşılık geldiğini gösterir ve bu zaman sürecinde bölge karbonat platformu özelliğini devam ettirmektedir. Deniz suyu sıcaklığının yaklaşık $21.8-22.4 \text{ }^\circ\text{C}$ olduğu ve jeotermik bir gradyanın $30 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ olduğu göz önüne alınırsa, düşük amplitütlü stilolitlerin oluşmaya başladığı 500 metre gömülme derinliği, yaklaşık olarak $37 \text{ }^\circ\text{C}$ 'lik bir gömülme sıcaklığını gerektirir. Yaklaşık olarak $37 \text{ }^\circ\text{C}$ 'de ve deniz suyuna benzer özellikte dolomitleştirici sıvılardan tortulaşacak bir dolomit, Sheppard ve Schwarz'ın (1970) dolomit-su fraksiyonlaşma denkleminde ($10^3 \ln \alpha_{\text{dolomit-su}} = 3.2 * 10^6 T^{-2} - 3.3$) göre, yaklaşık -1.74 ‰ VPDB arasında değişen $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip olacaktır. Buna karşın, mikrokristalen (Rd1), doku koruyucu (Rd2), porfirotopik (Rd3), orta-iri kristalli (Rd4) dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ ortalama değerleri, sırasıyla, -4.94 ‰ VPDB ($-13,16- -0,51\text{‰ VPDB}$), $-6,56 \text{ ‰ VPDB}$ ($-14,86- -0,69 \text{ ‰ VPDB}$), -3.77 ‰ VPDB ($-4,55- -3,37 \text{ ‰ VPDB}$) ve $-7,85 \text{ ‰ VPDB}$ ($-14,86- -0,69 \text{ ‰ VPDB}$) şeklindedir.

14,86- -0,69 ‰VPDB) civarındadır ve hesaplanan değerlerden çok daha negatiftir. Ayrıca, tüm dolomit tiplerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinden hesaplanan minimum oluşum sıcaklık değerleri yaklaşık 80 °C olup (Şekil 3.41, Şekil 4.1 ve Şekil 4.3), bu değer aynı jeotermik gradyanda, 1.73 km gibi minimum gömülme derinliğini işaret eder. Benzer şekilde, orta-iri kristalli dolomitlerin kenar zonlarında ölçülen 170-220°C gibi minimum homojenleşme sıcaklık değeri (T_h), bu dolomitin yaklaşık 4.7-6.6 km arası gömülme derinliklerinde oluşmaya başlamasını gerektirir. Berdiga Formasyonu'nun gömülme tarihçesi, böyle bir gömülme derinliğinin varlığını desteklemez. Berdiga Formasyonu'nun gömülme tarihçesi gerek mikrokristalen (Rd1) ve doku koruyucu (Rd2), gerekse porfirotopik (Rd3) ve orta-iri kristalli (Rd4) dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ bakımından önemli oranda tüketilmiş hidrotermal sular (Machel ve Lonnee, 2002) tarafından rekristalizasyona uğratılmış olduklarına işaret eder.

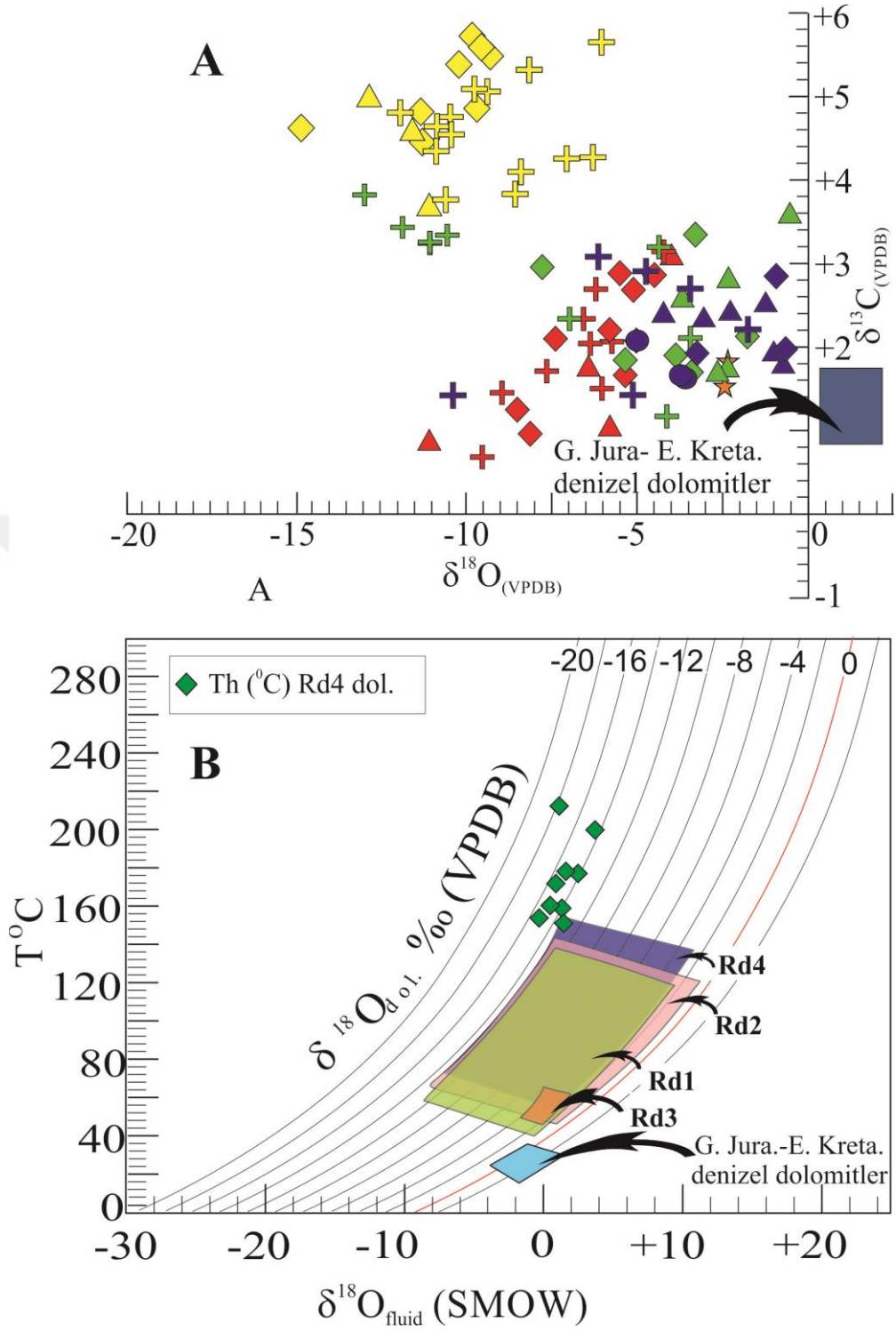
Hur yöresinde orta-iri kristalli (Rd4) dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri, mikrokristalen (Rd1), doku koruyucu (Rd2), porfirotopik (Rd3) dolomitlere göre daha fazla tüketilmiştir. Bu durum, Hur yöresine ait orta-iri kristalli (Rd4) dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ bakımından tüketilmiş, nispeten daha yüksek sıcaklıklara sahip denizel kökenli hidrotermal sular tarafından rekristalizasyona uğratıldıklarını ortaya koyar. Zamanla sıcaklığı düşen denizel kökenli hidrotermal sular, mikrokristalen (Rd1), doku koruyucu (Rd2), porfirotopik (Rd3) dolomitleri rekristalizasyona uğratarak, bunların $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerlerinin ilksel oluşum değerlerine göre daha fazla tüketilmiş olmalarını sonuçlamıştır. Buna karşın, Kuşakkaya, Eski Gümüşhane ve Mescitli yörelerinde ait mikrokristalen (Rd1), doku koruyucu (Rd2), porfirotopik (Rd3) dolomitler, orta-iri kristalli (Rd4) dolomitlere benzer şekilde oldukça tüketilmiş $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerlerine sahiptir. Bunların önemli oranda tüketilmiş $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri, $\delta^{18}\text{O}$ bakımından önemli oranda tüketilmiş hidrotermal suların benzer sıcaklıklara sahip olduğunu ve bunların bu yörelerdeki tüm dolomit tiplerini rekristalizasyona uğratılmış olduğunu işaret eder. Kırmacı vd., (2018) Başoba yayla (Kuzey Zon) yöresindeki Rd dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin önemli oranda tüketilmiş olduğunu ortaya koymuştur. Başoba yayla (Kuzey Zon) yöresindeki Rd dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin Gümüşhane yöresindeki dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinden daha fazla tüketilmiş olması bölgenin magmatik yay özelliği kazandığı Geç Kretase döneminde Kuzey Zonda, Güney Zonun aksine, volkanik aktivitenin çok daha yoğun olmasının bir sonucu olabilir.

4.1.6. Karbon İzotopları

Gözenek sıvılarının ilksel olarak çok düşük karbon içeriğine sahip olması nedeniyle, yer değiştirici dolomitlerin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri dolomitleştirici sıvılardan ziyade öncel kireçtaşından miras kalmakta ve 0 ile +4 ‰ VPDB arasındaki değerler tipik olarak denizel kökeni işaret etmektedir (Wright and Tucker, 1990). Ayrıca, yer değiştirici dolomitin $\delta^{13}\text{C}$ değeri birlikte bulunduğu kireçtaşının $\delta^{13}\text{C}$ değerinden yaklaşık 0.5-1‰ VPDB daha yüksektir, ki bu benzer sıvılardan oluşan dolomit ve kalsit arasında bilinen fraksiyonlaşma ile de uyumludur (Sheppard ve Schwarz, 1970; Wigley vd, 1978; Land, 1980; McKenzie, 1981; Rao, 1990, 1993; Wu ve Wu, 1998; Swart vd, 2005).

Berdiga Formasyonu'na ait iki belemnit örneğinin +1,52 ile +1,84‰ VPDB (ortalama 0.6‰ VPDB) arasında değişen $\delta^{13}\text{C}$ değerleri göz önüne alındığında (Şekil 4.1, Tablo 2), Geç Jura-Erken Kretase deniz suyundan tortulaşacak olan dolomitin $\delta^{13}\text{C}$ değeri yaklaşık +0.60 ile +2.00 ‰ VPDB arasında olacaktır (Şekil 4.1). Rd dolomitlerin +0,7- +5,73 ‰ VPDB (ortalama +2,93‰ VPDB, n= 90) arasında değişen $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, deniz suyundan tortulaşacak olan dolomitin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ile örtüşmektedir. Ayrıca, normal koşullarda meteorik suların etkisi altındaki bir diyajenez yüksek negatif $\delta^{13}\text{C}$ değerli karbonatları oluşturmaktadır (Allan ve Mathews, 1982; James ve Choquette, 1990, Veizer vd, 1999; Swart vd, 2005; Zhao ve Jones, 2012a; Azomani vd, 2013). Her iki durum dikkate alındığında, Rd dolomitlerin yerini aldığı öncel kireçtaşlarının dolomitleşme öncesi meteorik diyajenez uğramadığı ve/veya izotopik yapısını önemli oranda korumuş olduğu anlaşılmaktadır.

Rd dolomitlerin pozitif $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine karşın, tüketilmiş $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip olması kapalı/yarı kapalı bir sistemde rekristalize olduklarını ve dolomitleşme öncesi meteorik su girdisinin olmadığını gösterir. Zira dolomitlerin kapalı sistemde rekristalizasyona uğramaları, $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin aksine $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini resetlemekte ve böylece dolomitler hala denizel tortuların $\delta^{13}\text{C}$ değerlerini muhafaza edebilmektedir (Sward vd., 2005).



Şekil 4.1. Yer değiştirci Rd dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin dağılım diyagramı (A), $10^3 \ln \alpha_{\text{dolomit-su}} = 3.2 \cdot 10^6 T^{-2} - 3.3$ (Sheppard ve Schwarz, 1970) denklemi kullanılarak hesaplan $\delta^{18}\text{O}_{\text{su}}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ dolomit arasındaki sıcaklık ilişkileri (B) (ayrıntılar için metne bakınız)

İnceleme alanında, Berdiga Formasyonu'nun mikrokristalen (Rd1), doku koruyucu (Rd2), porfirotopik (Rd3), orta-iri kristalli (Rd4) ve çimento (Cd) dolomitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ ortalama değerleri, sırasıyla, 2,54 ‰ VPDB (0,86-5,09 ‰ VPDB), 3,23 ‰ VPDB (0,69-5,73 ‰ VPDB), 2,88 ‰ VPDB (1,00-5,21 ‰ VPDB), 1,80 ‰ VPDB (1,61-2,16 ‰ VPDB) ve 3,30 ‰ VPDB (-0,35-3,40 ‰ VPDB) şeklindedir. Benzer şekilde, Kırmacı vd. (2018) Başoba yayla (Trabzon, Kuzey Zon) yöresinde dolomitler üzerine yapmış olduğu bu çalışmada Rd dolomitlerin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin pozitif olduğunu ortaya koymuşlardır. Yerdeğiştirici dolomitlerin (Rd) birbirleriyle örtüşen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahip olmaları bunların kapalı/yarı kapalı sistemde denizel kökenli dolomitleştirici sıvılar tarafından oluşturulduklarının bir göstergesidir (Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamada). Bununla birlikte, Hur kesitine ait dolomit örneklerinin diğer kesitlerdeki dolomitlere göre nispeten daha yüksek değerlerde olması, bunlara ait öncel kireçtaşlarının çökeltme ortamı ve/veya ortama koşullarının bir sonucu olabilir. Çimento dolomitin yer değiştirici dolomitlerle (RD) benzer $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahip olması çimento dolomiti (Cd) tortulaştırıcı sıvıların meteorik sularla etkileşimi olmayan denizel kökenli hidrotermal sular olduğunun bir kanıtı olabilir (Kırmacı vd., 2018).

Böylece bölgenin magmatik yay özelliği kazandığı Geç Kretase dönemi ve sonrasında bölgeye yerleşen, izotopik yaşları 95-52 M.Y. arasında değişen (Taner, 1977; Gedikoğlu, 1978; Eyüboğlu vd., 2017) Kaçkar Granitoidinin denizel kökenli suları reaktif ederek Mescitli, Kuşakkaya ve Eski Gümüşhane yöresindeki Rd dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini önemli oranda tüketmiş olmasına karşın, $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin pozitif bu dolomitleri rekristalizasyona uğratan suların meteorik sularla etkileşimi olmayan denizel kökenli hidrotermal sular olduğunu bir diğer göstergesidir (örneğin Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamada).

4.1.7. Stronsiyum İzotopları

Karbonat tortulaşması sırasında Sr'un izotopik fraksiyonlaşma katsayısının önemsiz olması nedeniyle, denizel karbonatların izotopik bileşiminin, tortulaştığı zamandaki deniz suyunun izotopik bileşimini yansıttığı farz edilmektedir (Veizer, 1983; Banner ve Kaufman, 1994). Denizel karbonatlara dayalı analizler, okyanusların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopik oranlarının Fanerezoyik süresince sistematik olarak değişmesine karşın, herhangi bir

zamanın açık okyanuslarında bu değerin belirgin bir şekilde sabit kaldığını ortaya koymaktadır (Burke vd, 1982; Qing, 1998).

Berdiga Formasyonu'na ait iki belemnit örneğinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri ortalama 0.70742'dir (Şekil 4.2, Tablo 2). Bu değerler deniz suyunun $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop değer eğrisi (McArthur ve Howarth, 2004) üzerine yerleştirildiğinde belemnitleri içeren kireçtaşı katmanlarının Valanjiniyen-Hotriviye yaşlı deniz suyundan çökeltmiş olduklarını gösterir (Şekil 4.2). Bu bulgu, aynı kayalar üzerinde yapılan mikropaleontolojik yaşlandırmalar (Taslı vd, 1999) ile de uyumludur. Berdiga Formasyonu'ndaki dolomitlerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri, (Kuşakkaya ve Hur yörelerindeki hariç) Geç Jura-Erken Kretase deniz suyunun tahmin edilen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleriyle (0.70680-0.70780; McArthur ve Howarth, 2004) örtüşmesi (Şekil 4.2) bunların Geç Jura-Erken Kretase deniz suyuna benzer suların tortulaşmış olduklarına işaret eder. Buna ek olarak, Sr izotop değerlerinin ortalamaları Kuşakkaya, Eski Gümüşhane Mescitli ve Hur yörelerinde, sırasıyla, 0,70743, 0,70805, 0,70700, 0,70732 şeklindedir ve bu değerlerin Eski Gümüşhane ve Kuşakkaya yörelerinde nispeten daha yüksek değerlere sahip olmasının nedeni, Rd dolomitlerin daha yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerli denizel kökenli hidrotermal sıvılar tarafından rekristalizasyona uğratılmalarından kaynaklanmaktadır. Eski Gümüşhane yöresinde bulunan Rd dolomitlerdeki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerindeki artışın nedeni ise yöredeki Santoniye yaşlı volkanojenik polimetalik masif sülfid cevherleşmesinin bir etkisi olarak da düşünülebilir. Berdiga Formasyonu'nun dolomitleri tarafından uyumlu olarak üzerlenen Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'na ait bazı volkanik kayaların denizel kökenli hidrotermal sular tarafından alterasyona uğratılmaları, bu kayaların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerinde bir artışa (Şen, 2007) ve bunun sonucu olarak da alterasyonu sonuçlayan hidrotermal suların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerinde bir azalmaya neden olmuştur. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri azaltılmış olan bu suların yukarı doğru, dolomitler içerisine, göç ederek yer değiştirme (Rd) dolomitleri rekristalizasyona uğratması, Mescitli yöresindeki yer değiştirme (Rd) dolomitlerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerinde bir azalmayı sonuçlamıştır. Bunlara ek olarak Hur yöresinde yer değiştirme (Rd) dolomitlerinin nispeten daha düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri, bunların rekristalizasyonuna neden olan denizel kökenli hidrotermal suların, Şenköy Formasyonunun yanı sıra bölgede bulunan Malm volkanizmasına ait düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerine sahip (0.70422 -0.70459; Dokuz vd., 2017) sahip olan bazı volkanik ve volkanoklastik kayalar tarafından değişime uğratılmalarının sonucu olabilir (örneğin Kırmacı vd., 2018).

Doku koruyucu (Rd2) dolomit, diğer dolomit tiplerinin aksine, öncel kayacın ilksel dokularının oldukça iyi korunduğu bir yapıda, doku koruyucu özellikle, gelişmiştir. Berdiga Formasyonu'nun dolomitlerinde olduğu gibi, doku yıkıcı ve doku koruyucu dokuların bir arada bulunmaları, dolomit serilerinde oldukça yaygın görülen bir durum olmasına karşın, bunların kökeni hala tartışmalıdır (Friedman ve O'Neil, 1977; Lee ve Friedman, 1978; Budd, 1997; Jones, 2005, 2007; Suzuki vd., 2006; Zhao ve Jones, 2012a). Bununla birlikte, ilksel dokuların korunması (1) bu kayaçların önemli oranda sıkıştırılmadığı ve/veya dolomitleşmeden önce çimentolanmadığı, (2) dolomit dokularının öncel kireçtaşındaki çekirdekleşme sitelerinin sağlanabilirliği, (3) öncel kireçtaşının mineralojisi ve/veya (4) dolomitleştirici sıvıların kimyasal bileşimi ile ilişkili olduğu ileri sürülmektedir (Sibley, 1982; Sibley vd., 1994). Yüksek-Mg kalsitik ve aragonitik bileşenler düşük-Mg kalsite göre tercihli olarak dolomitleşmektedir (Mresah, 1998). Bu dolomitleşmede aragonitik ve düşük-Mg kalsitik bileşenlerin ilksel dokuları tamamen yok olurken yüksek-Mg kalsitik bileşenlerin ilksel dokuları iyi bir şekilde korunabilmektedir (Land ve Epstein, 1970; Sibley, 1982; Budd, 1997). Böylece dolomitleşmenin yüksek-Mg kalsitik bileşenlerin düşük-Mg kalsite dönüşümünden sonraki bir safhada meydana gelmesi durumunda öncel dokuların korunmayacağı aşikârdır. Daha önceki kısımlarda da belirtildiği gibi, Rd2 dolomitin ilksel kayacın dokularını muhafaza etmesi dolomitleşmenin yüksek-Mg kalsitin düşük-Mg kalsite stabilize olmadan önce, özellikle erken gömülme sırasında meydana geldiğini gösterir (Goodell ve Garman, 1969; Wanles, 1979).

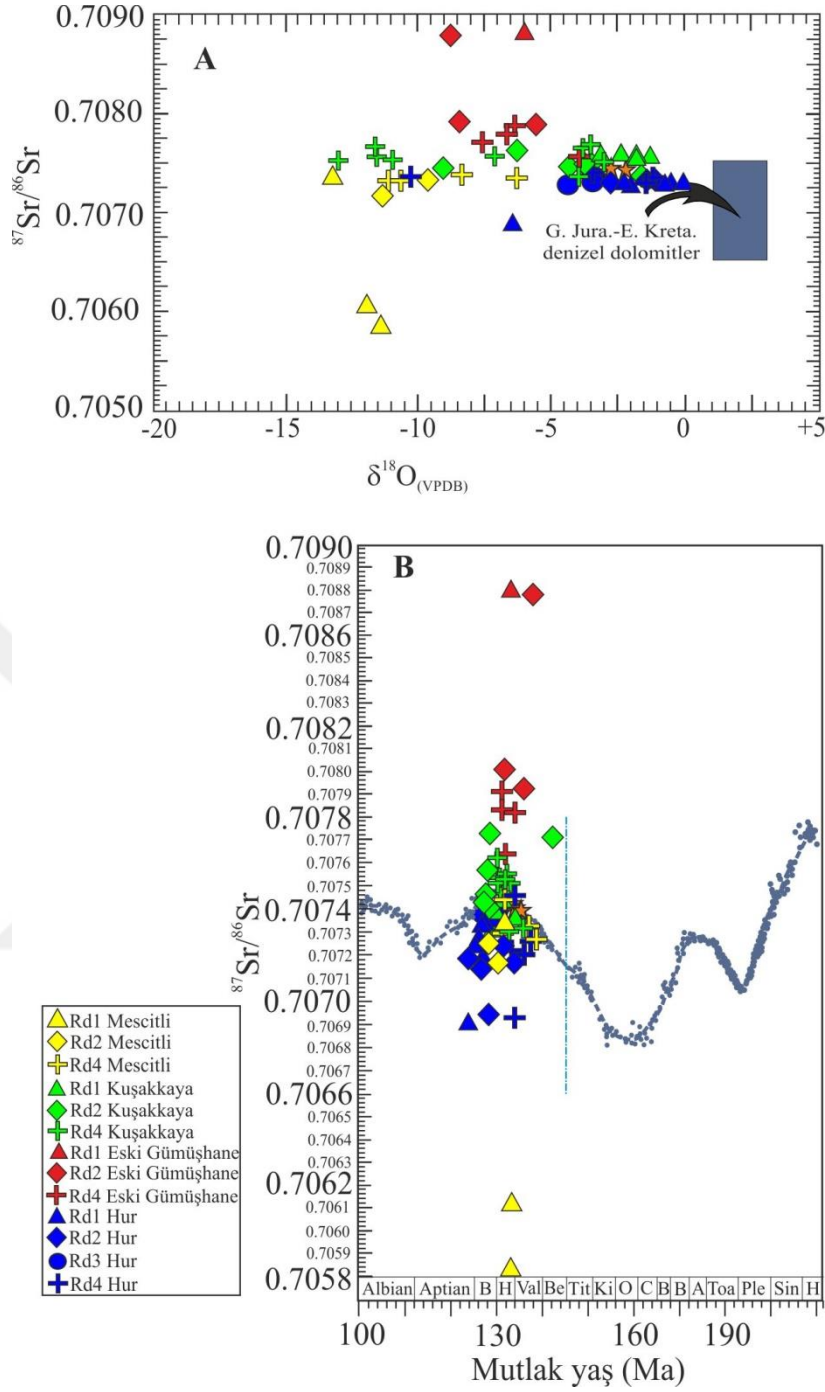
4.2. Dolomitleşmenin Yorumlanması

İnceleme alanın yer aldığı Gümüşhane yöresinde Üst Jura-Alt Kretase Berdiga Formasyonu yaygın olarak dolomitleşmiştir. Dolomitleşme, minör miktarlardaki çimentolar hariç, tamamem yerdeğiştirme şeklinde olup Kuşakkaya ve Eski Gümüşhane yörelerinde istifin hemen hemen tamamını, Mescitli ve Hur yörelerinde ise istifinin alt kesimlerini kapsayacak şekilde gelişmiştir. Her ne kadar dolomitleşmenin kesin mekanizması tam olarak bilinmiyor ise de, dolomitleşmenin kökenini açıklamaya yönelik ileri sürülebilecek herhangi bir modelin (1) Mg^{2+} ve CO_3 'ün sağlanabilirliği, (2) dağıtım mekanizmaları ve (3) dolomit yapım sitesi gibi hususları kapsaması gerekliliği genel olarak kabul edilmektedir (örneğin, Zhao ve Jones, 2012a; Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamasında). Bunların yanı sıra, önerilecek herhangi bir model dolomitlerin yaygın

dağılımını, oluşum zamanını ve dolomitleşme ile diyajenetik sıvılar arasındaki ilişkiyi de açıklayabilmelidir (Kırmacı, 2008; Kırmacı vd., 2018).

Mikrokristalen (Rd1) dolomitin havzasal dolomitik çamurtaşlarıyla benzer dokusal özelliklere (küçük kristal boyulu ve planar kristal arası sınırlar) sahip olması, bunların düşük sıcaklıklarda ve diyajenezin nispeten erken safhalarında oluştuğunu gösterir (Gregg ve Sibley, 1984; Sibley ve Gregg, 1987; Durocher ve Al-Asm, 1997; Mresah, 1998). Mikritik katmanların artan gömülmeye bağlı olarak sıkışmaları bunlarda önemli bir porozite ve permeabilite azalmasına ve sonuçta sıkışmış bir kayaç dokusunun oluşmasına neden olur. Böylece mikritik katmanların yaygın dolomitleşebilmesi ancak dolomitleştirici sıvıların katmanlar içerisinde serbestçe dolaşabildiği, yüksek porozite ve yeterli permeabiliteye sahip olduğu, diyajenezin nispeten erken safhalarında (sığ yüzey altlarında) mümkün olabilmektedir (Mresah, 1998). Machel ve Anderson (1989) çamur ve mikritin taneli karbonat tortularına ve kalsit çimentolara göre ilksel olarak tercihli dolomitleşmesi bunların daha yüksek reaktif yüzey alanlarına, yüksek porozite ve permeabiliteye ve ilksel olarak duraysız mineralojiye (Mg-kalsit ve aragonit) sahip olmalarının bir sonucu olduğunu ifade etmişlerdir. İlave olarak, çamur ve mikrit matriksin kil mineralleri ve organik bileşenler gibi katalizörler ihtiva etmiş olmaları da bunların dolomitleşmesine ilave katkı sağlamış olabilir.

Porfirotopik (Rd3) ve orta-iri kristalli (Rd4) dolomit planar-s dokulu olup tümüyle doku yıkıcı özellikte gelişmiştir. Bu durum Rd3 ve Rd4 dolomitlerin yüksek-Mg kalsitik bileşenlerin stabilizasyonundan sonra ve doku koruyucu dolomitleri oluşturan dolomitleştirici sıvılara göre mağnezyumca daha az doymuş sıvılardan oluştuklarını gösterir (Sibley, 1982; Sibley ve Gregg, 1987; Zempolich ve Baker, 1993). Böylece Rd1 ve Rd2 dolomit, porfirotopik (Rd3) ve orta-iri kristalli (Rd4) dolomitten önce oluşmuş olmalıdır. Bunların yanı sıra, yer değiştirici (Rd) dolomitlerin orta gömülmenin başlangıcından itibaren oluşmaya başlayan düşük-amplitütlü stilolitler tarafından kesilmiş olmaları, bunların düşük düşük-amplitütlü stilolitlerin oluşumundan önce (sığ-orta gömülme derinliklerinde) oluştuklarını gösterir (Lind, 1993; Nicolaidis ve Wallace, 1997; Duggan vd., 2001; Chen vd., 2004; Kırmacı ve Akdağ, 2005; Kırmacı, 2008).



Şekil 4.2. A) Berdiga Formasyonu'ndaki yer değiştirme (Rd) dolomitlerin ve Belemnit örneklerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri arasındaki ilişkiyi gösterir diyagram. B) Geç Jura – Erken Kretase zamanında deniz suyunun $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ eğrisini (McArthur ve Howarth, 2004) ve yer değiştirme dolomitlerin ve Belemnit örneklerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerinin bu eğri ile olan ilişkisini gösterir diyagramı

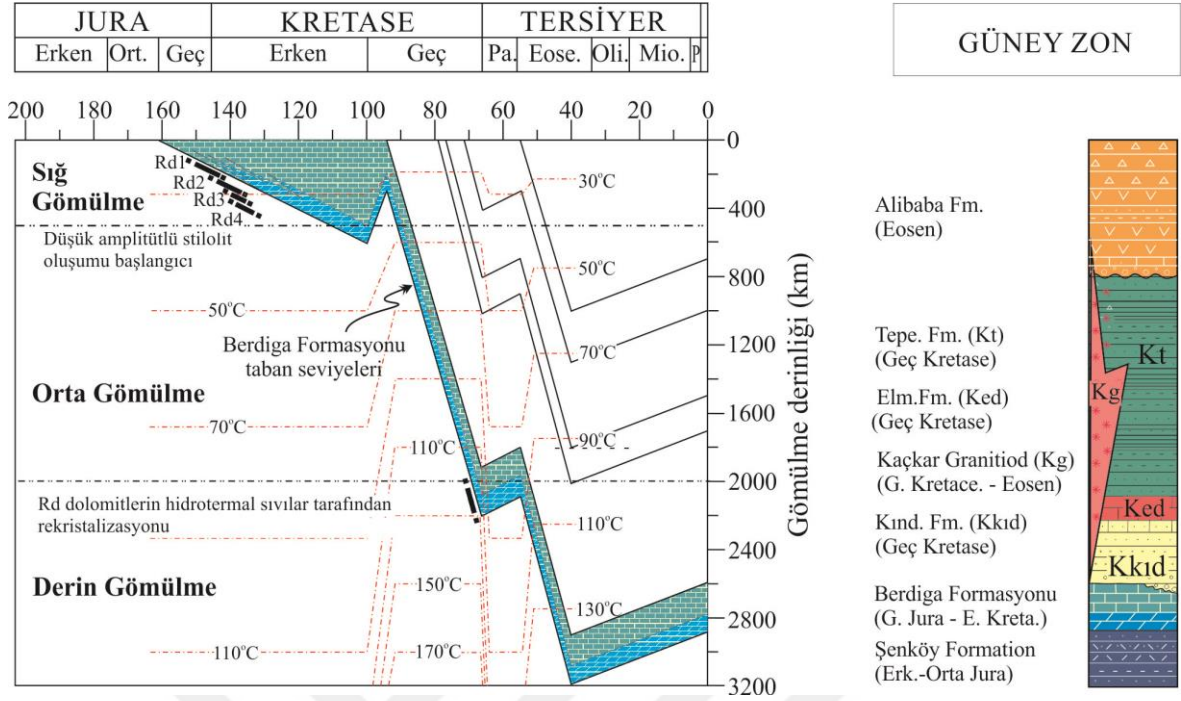
Böylece, mevcut petro-kimyasal verilere göre, farklı dolomit tipleri ile temsil olan ve Berdiga Formasyonu'nda yaygın olarak gözlenen dolomitlerin oluşumunu açıklamak için önerilecek herhangi bir model bunların erken diyajenetik kökenli olduğunu açıklayabilmelidir (örneğin Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamasında).

İncelenen kesitlerde, formasyonun evaporit minerallerini içermemesi ve doku koruyucu (Rd2) dolomitin yerini aldığı öncel kireçtaşının tanetaşlarından oluşması aşırı tuzlu dolomitleşme modelinin dolomitleşmede bir etkisinin olmadığını gösterir. Bunlara ek olarak, aşırı tuzlu dolomitleşme modelinde orta-iri kristalli dolomitlerin oluşması beklenmez. Berdiga Formasyonu'nda, dolomitler ile yer değiştiren fasiyeslerin organik madde bakımından fakir olması bu dolomitlerin oluşumunda bakteriyel sülfat indirgenmesi modelini (Baker ve Kastner, 1981) de geçersiz kılar. Benzer şekilde, Eski Gümüşhane yöresi gözlenen öz şekilli piritler harcinde, botriyoidal piritin varlığının tanımlanmaması bu modelin geçersiz olmasını kanıtlar niteliktedir. Kütle-denge durumları dikkate alındığında yüzeye yakın, erken diyajenez safhası sırasında, karbonat kayaçlarının yaygın dolomitleşmesi için gerekli Mg miktarını sağlayabilecek doğal çözeltinin yalnızca deniz suyu (veya kısmen değişikliğe uğramış deniz suyu) olabileceği çok olası olarak görülmektedir (Land, 1985; Given ve Wilkinson, 1987; Kaufman, 1994; Fu vd., 2006). Deniz suyu dolomitleşmesi, her ne kadar, erken matriks dolomitin kökenini açıklamaya yönelik ise de, deniz suyu ve/veya kayaç-deniz suyu etkileşimiyle kısmen modifiye olmuş deniz suyu diğer dolomit tiplerinin oluşumu için gerekli Mg'u sağlayacak en olası kaynak olarak görülmektedir. Machel ve Anderson (1989) ortalama 40-50 °C sıcaklıkta ve 300-1000 m. gömülme derinliklerde (yaklaşık 33 °C km⁻¹ bir jeotermal gradyan kullanılarak) mekaniksel sıkışma sırasında bu tip sıvıların dışarı atılabileceğini ifade etmişlerdir. Mekaniksel sıkışma sırasında Mg'ca zengin sıvıların bu şekilde dışarı atılması pek çok araştırmacı tarafından dolomitleşmeden ve düşey yönde orta gömülmeden sıkı gömülmeye doğru sıvıların göçünden sorumlu ana mekanizma olarak düşünülmektedir (Mattes ve Mountjoy, 1980; Land, 1985; Baker ve Burns, 1985; Machel ve Mountjoy, 1986; Machel ve Anderson, 1989; Amthor vd., 1993; Mountjoy ve Amthor, 1994). Erken Jura'daki genleşmeli tektonik hareketlere bağlı olarak gelişen rift havza çökellerine ait kalın şeyl-çamurtaşı katmanlarının artan gömülme derinliklerinde mekaniksel sıkışmaları sırasında dışarı atılan ve havzayı sınırlayan fay ve/veya kırık hatları boyunca yukarıya doğru, Berdiga Formasyonu içerisine göç eden formasyon sularının Rd3 ve Rd4 dolomitlerin

oluşumu için gerekli Mg sağlayabileceği çok olasıdır (Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamasında).

Rd1, Rd2, Rd3 ve Rd4 dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinden hesaplanan minimum oluşum sıcaklıkları, sırasıyla, 124, 98, 50, 118°C dir ve bu değerler sırasıyla, 1.71, 0.97, 0.77 ve 1.73 km gibi minimum gömülme derinliklerini işaret eder. Diğer taraftan, Rd4 dolomite ait 170 °C gibi minimum homojenleşme sıcaklık değeri (T_h) bunların 4.8 km'den daha büyük gömülme derinliklerine maruz kalmasını gerektirir. Oysa, bunların gömülme derinliğine bağlı olarak hesaplanan oluşum sıcaklıkları (16-27 °C'lik bir yüzey sıcaklığı, 30 °C km⁻¹ gibi jeotermal gradyan ve erken orta gömülmeye karşılık gelen derinlik olan 500 m) ortalamaları 31-42 °C arasında değişmektedir. Bu durum Rd dolomitlerin artan sıcaklık ve devam eden gömülme sırasında, rekristalize olduklarını gösterir (Rao, 1993; Nielsen vd., 1994; Malone vd., 1994; Montanez, 1994; Nicolaidis, 1995; Durocher ve Al-Aasm, 1997; Machel, 1997; Meyers vd., 1997; Lu ve Meyers, 1998; Qing, 1998, Reinhold, 1998; Mountjoy vd., 1999; Al-Aasm ve Packard, 2000; Kırmacı ve Akdağ, 2005; Kırmacı, 2008; Swart vd., 2005). Berdiga Formasyonu'nun gömülme tarihçesi bu dolomit tipleri için öngörülen minimum gömülme derinliklerini karşılayabilecek bir çökel kalınlığını desteklemez (Kırmacı vd., 2018). Bu durum, Rd dolomitleri rekristalize eden sıvıların hidrotermal sular olmasını gerekli kılar. Dolomitlerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin önemli oranda tüketilmiş olmasına karşın, $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin Geç Jura-Erken Kretase yaşlı denizel suların $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ile örtüşmesi rekristalizasyonu sonuçlayan suların denizel kökenli hidrotermal sular olduğunu gösterir. Daha önce de ifade edildiği gibi, bu suların düşey yönde yukarı doğru göçü sırasında öncelikle Berdiga Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenen Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonuna ait bazik volkanik ve volkanoklastik kayaçları alterasyona uğratmaları (Şen, 2007; Kırmacı vd., 2018) bunların bileşimsel olarak kısmen değişikliğe uğramalarına neden olmuştur. Öyle ki, Mescitli ve Hur yörelerinde kalın istifler ile temsil olan Şenköy Formasyonuna ait bu kayaçlar denizel kökenli hidrotermal sular tarafından alterasyona uğratılmaları bu suların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sr ve Na bakımından fakirleşmesine Ca, Mn ve Fe bakımından ise zenginleşmesine neden olmuştur (Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamasında). Eski Gümüşhane ve Kuşakkaya yörelerinde ise sıvılar Berdiga Formasyonu'nun üzerinde yer alan silisiklastikleri kat ederek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bakımından zenginleşmişlerdir. Diğer taraftan, artan kristal boyları ile uyumlu olarak düzensel olmayan kristal sınırlarındaki artış, çekirdek ile kenarlar arasındaki düzensiz dokanaklar, inklüzyonca zengin kirli çekirdekler ve inklüzyonsuz

temiz rimlerin varlığı gibi petrografik özelliklerin yanı sıra, tüketilmiş oksijen ve Geç Jura-Erken Kretase döneminden farklı radyojenik izotop değerleri, düşük Sr konsantrasyonları, yüksek Ca, Mn ve Fe içerikleri gibi jeokimyasal özellikler Berdiga Formasyonu'nun yer değiştirici (Rd) dolomitlerinin devam eden gömülme sırasında denizel kökenli hidrotermal sıvılar tarafından rekristalizasyona uğratıldığını kanıtlar (Durocher ve Al-Aasm, 1997; Machel, 1997; Al-Aasm ve Packard, 2000; Kırmacı ve Akdağ, 2005; Kırmacı, 2018 ve Özyurt vd., yayın aşamasında). Cd dolomitin düşük amplitütlü stilolitleri üzerlemesi bunların düşük amplitütlü stilolitlerden daha sonra oluştuğunu gösterir. Düşük amplitütlü stilolitlerin yaklaşık 500-1000 m arası derinliklerde oluştuğu dikkate alındığında (Lind, 1993; Duggan et al., 2001), Cd dolomitin orta gömülme derinliklerinde (500-1000 m arası derinliklerde) oluştuğu söylenebilir. Daha öncede ifade edildiği gibi, Cd dolomit kristallerinde ölçülen 168 °C gibi minimum homojenleşme sıcaklık değeri (T_h), 16.7-27.4 yüzey sıcaklıklarında ve 45 °C km⁻¹ gibi maksimum jeotermik gradyanda, Cd dolomitin yaklaşık 3.0-3.5 km gibi minimum gömülme derinliklerinde oluşmaya başlamasını gerektirir. Ancak, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu'nun gömülme tarihçesi dikkate alındığında (Güven, 1993; Okay ve Şahintürk, 1997), böyle bir gömülme derinliğini karşılayabilecek bir çökel kalınlığının var olmadığı görülür. Bu veriler Cd dolomit hesaplanan minimum gömülme derinliklerinden daha düşük derinliklerde hidrotermal sıvılar tarafından çökeltmiş olduğunu gösterir (Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamasında). Düşük amplitütlü stilolitleri üzerleyen bazı Cd dolomit kristalleri büyük boyutlu olup, semer dolomitelere benzer bir görünüme sahiptirler. Bir çok araştırmacı semer dolomitlerin yüksek sıcaklıktaki hızlı tortulaşmanın ve hidrotermal koşulların göstergesi olduğunu ileri sürmüştür (Radke ve Mathis, 1980; Searl, 1989; Davies ve Smith, 2006). Bu durum çimento dolomitler için önerilen modelin güvenilir olduğunu ortaya koyar (Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayın aşamasında). Diğer taraftan, Cd dolomitin Hur yöresindeki Rd dolomitler hariç, diğer yörelerdeki Rd dolomitlerle benzer jeokimyasal değerlere ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) sahip olması ve zonlanma göstermeyen üniform CL görünüşleri, bunların söz konusu Rd dolomitleri rekristalize eden denizel kökenli hidrotermal sıvılar tarafından ve oldukça sabit fiziko-kimyasal koşullar altında çökeltmiş olduklarını gösterir.



Şekil 4.3. Berdiga Formasyonu'nun olası gömülme-zaman ve sıcaklık arasındaki ilişkisinin gösterir diyagram. Diyagramda yüzey sıcaklığı 20°C ve jeotermik gradyan Geç Jura-Erken Kretase için 30 °C km-1, Geç Kretase için 50 °C km-1 olarak kabul edilmiştir. Eğrinin çiziminde Lopatin (1971) tarafından önerilen metot kullanılmıştır (Kırmacı vd., 2018; Özyurt vd., yayım aşamasında)

5. SONUÇLAR

Doğu Pontidler’de, özellikle güney zonda, yaygın olarak yüzeyleyen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları düşey ve yanal yönde farklı litofasiyes özellikleri gösterir (Kırmacı, 1992). Bu litofasiyesler, Mescitli yöresinde, alttan üste doğru, Dolomit litofasiyesi, Bentik foraminiferli istiftaşı litofasiyesi, Alloktan biyoklastik/peloidli tanetaşı litofasiyesi, Sünger spiküllü istiftaşı-vaketaşı litofasiyesi ve Alloktan biyoklastik istiftaşı litofasiyesi; Kuşakkaya yöresinde Dolomit litofasiyesi ve Peloidli istiftaşı-vaketaşı litofasiyesi; Eski Gümüşhane yöresinde Dolomit litofasiyesi ve Hur yöresinde ise Ooidal Tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi, Çamurtaşı litofasiyesi, Kumtaşı Kumlu kireçtaşı litofasiyesi, Dolomit litofasiyesi ve Tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi ile temsil olunmaktadır. Dolomit litofasiyesinin yanal ve düşey yöndeki yayılımı, bu litofasiyese ait kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri aşağıda özetlenen önemli sonuçları ortaya koymuştur.

1. Berdiga Formasyonu’ndaki dolomit kütlelerinin yanal ve düşey yöndeki dağılımları dolomitleşme süreçlerinin bölgenin Mesozoyik tektonik gelişimiyle ilişkili olduğunu gösterir.

2. Dolomitlerin petrografik özellikleri bunların doku yıkıcı ve doku koruyucu olmak üzere farklı dokusal tipte geliştiğini ortaya koymaktadır. Bunlar: 1) Mikrokrystalen planar-s dolomit (Rd1), 2) Doku koruyucu, ince-orta kristalli planar-s dolomit (Rd3), Planar-Porfirotopik Dolomit (Rd3) ve Orta-İri kristalli planar-s dolomiti (Rd4). şeklindedir.

3. Yer değiştirme dolomitleri (Rd), düşük amplitütlü stilolitler tarafından kesilmeleri bunların düşük amplitütlü stilolitlerden önce, sığ-orta gömülme derinliklerinde, oluştuklarını gösterir.

4. Rd1 dolomit yüzey altına yakın düşük sıcaklık koşulları altında oluşan dolomitlerle benzer petrografik ve jeokimyasal özelliklere (küçük kristal boylu ve düz kristaller arası sınırlara) sahip olması düşük sıcaklıklarda ve diyajenezin nispeten erken safhasında oluştuğunu gösterir.

5. Doku koruyucu özellikteki Rd2 dolomitin Rd1 dolomit ile benzer jeokimyasal özelliklere sahip olması bunların, Rd1 dolomite benzer şekilde, Geç Jura - Erken Kretase deniz suyuna benzer sıvılardan, düşük sıcaklıklarda ve diyajenezin nispeten erken safhalarında oluştuğunu gösterir.

6. Rd dolomitlerin düşük amplitütlü stilolitler tarafından kesilmiş olmasına karşın önemli oranda tüketilmiş $\delta^{18}\text{O}$ ve pozitif $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ve 170 – 210 °C gibi yüksek homojenleşme sıcaklıklarına (T_h) sahiptir. Bu sığ – orta gömülme derinliklerinde oluşan Rd dolomitlerin, kapalı veya yarı kapalı diyajenetik sistemde $\delta^{18}\text{O}$ bakımından tüketilmiş denizel kökenli hidrotermal sıvılar tarafından önemli oranda rekristalize edildiğini gösterir.

7. Rd dolomitleri rekristalize eden hidrotermal suların düşey yönde yukarı doğru göçü sırasında öncelikle Berdiga Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenen Erken Jura yaşlı Şenköy Formasyonuna ait bazik volkanik ve volkanoklastik kayaçların hidrotermal alterasyona uğratmaları bunların bileşimsel olarak kısmen değişikliğe ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sr ve Na bakımından fakirleşme ve Ca, Mn ve Fe bakımından zenginleşme) uğramalarına neden olmuştur. Buna karşın, Eski Gümüşhane (Gümüşhane, KD Türkiye) yöresinde Erken Jura yaşlı bazik volkanik ve volkanoklastik kayaçların çok az kalınlıklar sunması granitik kayaçları kat eden hidrotermal suların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Geç Jura Erken Kretase yaşlı denizel sulara göre önemli oranda zenginleşmesine neden olmuştur.

8. Rd dolomitleri rekristalize eden hidrotermal sıvılar için gerekli ısı kaynağını bölgede geniş yayılım gösteren Geç Kretase-Eosen yaşlı granitoid intrüzyonları (Kaçkar Granitoidi) oluşturmaktadır.

9. Eski Gümüşhane yöresindeki Santoniyen yaşlı volkanojenik polimetalik masif sülfür cevherleşmesi, bu yöredeki dolomitlerin Mescitli, Kuşakkaya ve Eski Gümüşhane yörelerindeki dolomitlerden farklı olarak, Fe ve Mn içeriği bakımından daha fazla zenginleşmesine neden olmuştur.

6. ÖNERİ

1. Berdiga Formasyonu'ndaki dolomit kütlelerinin yanal ve düşey yöndeki dağılımları dolomitleşme süreçlerinin bölgenin Mesozoyik tektonik gelişimiyle ilişkili olduğuna işaret eder. Ayrıca, Berdiga Formasyonu'ndaki dolomitleşmenin yaygın olarak bu ana kırık/fay hatları boyunca ve Erken Jura yaşlı yapısal yükseltilerin (horstlar) havzaya bakan kesimlerinde gözlenmesi dolomitleşme süreçlerinin bölgenin Mesozoyik tektonik gelişimiyle ilişkili olduğuna kanıt olarak gösterilebilir. Bölgenin tektonizmasının ayrıntılı bir şekilde ortaya konulması, platform karbonatlardaki dolomitleşmenin bölgenin Mesozoyik tektonik gelişimiyle olan ilişkisinin, dolomitleştirici sıvıların akış yollarının ve bunların rekristalizasyonunun yersel ve zamansal gelişiminin daha sağlıklı bir şekilde ortaya konulmasına olanak tanıyacaktır.

2. Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları, düşey ve yanal yönde farklı litofasiyes özellikleri göstermelerinin yanı sıra oldukça karmaşık bir diyajenetik geçmişe sahiptirler. Ayrıca, Tetis Okyanusu'nun Geç Jura-Erken Kretase dönemi boyunca değişen paleoşinografi ve paleoiklimsel koşulların ortaya konulmasında iyi bir arşiv olma potansiyeline sahiptirler. Bu nedenle, platform karbonatlarının sedimentolojik, mikropaleontolojik ve jeokimyasal analizlerle ayrıntılı olarak değerlendirilmesi, Geç Jura-Erken Kretase dönemindeki paleoşinografik ve paleoiklimsel koşulların ortaya konmasına ve bu koşulların platform karbonatlarındaki dolomitleşmeyle olan ilişkisinin belirlenmesine katkı sağlayacaktır.

7. KAYNAKLAR

- Adams, J.E. ve Rhodes, M.L., 1960. Dolomitisation By Seepage Refl Uxion. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 44: 1912-1920.
- Adams, J. E. ve Rhodes, M. L., 1960. Dolomitization By Seepage Refluxion. AAPG Bulletin, 44.12: 1912-1920.
- Ağar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) Ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi. İst. Univ. Fen Fak., K.T.Ü. Matbaası, Doktora Tezi, Trabzon, 59.
- Aharon, P., Kolodny, Y., Sass, ve E., 1977. Recent Hot Brine Dolomitization İn The Solar Lake," Gulf Of Elat, İstotopic, Chemical, And Mineralogical Study". Journal Of Geology 85, 27-48.
- Aharon, P., Socki, R.A., ve Chan,L., 1987. Dolomitization Of Atolls By Sea Water Convection Flow: Test Of A Hypothesis At Niue, South Pasific. J. Geol., 95: 187-204.
- Akaryali, E. ve Akbulut, K. 2016. Constraints Of C-O-S İstotope Compositions And The Origin Of The Ünlüpınar Volcanic-Hosted Epithermal Pb-Zn±Au Deposit, Gümüşhane, NE Turkey. Journal Of Asian Earth Sciences, 117, 119-134.
- Akdeniz, N., 1988. Demirözü Permiyen-Karboniferi Ve Bölgesel Yapı İçindeki Yeri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 31, 71-80.
- Akın, H., 1979. Geologie, Magmatismus Und Lagerstaettenbildung İm Ostpontischen Gebirge-Türkei Aus Der Sicht Der Plattentektonik: Geologische Rundschau, 68, 253-283.
- Akıncı, O.T., 1984. The Eastern Pontide Volcano-Sedimentary Belt And Associated Massive Sulphide Deposits, In: Dixon, J.E. And Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution Of The Eastern Mediterranean: Geological Society Of London Special Publication 17, 415-428.
- Al-Aasm, I.S. ve Packard, J.J., 2000. Stabilization Of Early-Formed Dolomite: A Tale Of Divergence From Two Mississippian Dolomites". Sedim. Geol 131, 97-108.
- Allan, J.R. ve Mathews, Ve R.K., 1982. Isotope Signatures Associated With Early Meteoric Diagenesis: Sedimentology, V. 29, P. 797-817.
- Amthor, J.E., Mountjoy, E.W., Machel ve H.G., 1993. Subsurface Dolomites İn Upper Devonian Leduc Formation Buildups, Central Part Of Rimbey-Meadowbrook Reef Trend, Alberta, Canada. Bulletin Of Canadian Petroleum Geology 41, 164-185.
- Anderson, T.F.,ve Arthur, M.A., 1983. Stable Isotopes Of Oxygen And Carbon And Their Application To Sedimentologic And Paleoenvironmental Problems. In: Arthur,

- Aslan, Z., Arslan, M., Temizel, İ., ve Kaygusuz, A. 2014. K-Ar Dating, Whole-Rock And Sr-Nd İsootope Geochemistry Of Calc-Alkaline Volcanic Rocks Around The Gümüşhane Area: İmlications For Post-Collisional Volcanism İn The Eastern Pontides, Northeast Turkey. Mineralogy And Petrology, 108,2, 245-267.
- Aydin, F., Karsli, O., ve Chen, B. 2008. Petrogenesis Of The Neogene Alkaline Volcanics With İmlications For Post-Collisional Lithospheric Thinning Of The Eastern Pontides, NE Turkey. Lithos, 104,1-4, 249-266.
- Azomani, E., Azmy, K., Blamey, N., Brand, U., ve Al-Aasm, I., 2013. Origin Of Lower Ordovician Dolomites İn Eastern Laurentia: Controls On Porosity And İmlications From Geochemistry. Marine And Petroleum Geology, 40, 99-114.
- Badiozamani, K., 1973. The Dorag Dolomitization Model Application To The Middle Ordovician Of Wisconsin. 1. Sedim. Petrol' 43,965-984.
- Baker, P.A. ve Burns, S.J., 1985. Occurrence And Formation Of Dolomite İn Organic-Rich Continental Margin Sediments. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 69, 1917-1930.
- Baker, P.A., Kastner, M., 1981. Constrains On The Formation Of Sedimentary Dolomites. Science, 213, 214-216.
- Banner, J.L. ve Kaufman, J., 1994. The Isotopic Record Of Ocean Chemistry And Diagenesis Preserved İn Nonluminescent Brachiopods From Mississippian Carbonate Rocks, Illions And Missouri. Bull. Geol. Soc. Am., 106, 1074-1082.
- Banner, J.L., 1995. Application Of The Trace Element And Isotope Geochemistry Of Strontium To Studies Of Carbonate Diagenesis. Sedimentology, 42, 805-824.
- Bathurst, R. G. C., 1975. Carbonate Sediments And Their Diagenesis, Developments İn Sedimentology 12: 620.
- Baykal, F., 1950. Oltu-Göle-Ardahan-Çıldır Bölgesinin Jeolojik Ana Çizgisi: MTA Rap. No: 1928 (Yayımlanmamış)
- Bektaş, O. 1986. Doğu Pontid Ark Gerisi Bölgelerinde Paleostres Dağılımı Ve Çok Safhalı Riftleşme. Mineral Research And Exploration Institute Of Turkey (MTA) Bulletin, 103, 104, 25-40.
- Bektaş, O., Van. A. Ve Boynukalın, S., 1987. Doğu Pontidlerde Jura Volkanizması Ve Jeotektoniği, Türkiye Jeoloji Bülteni, 30, 9- 18.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S. 1995. Cretaceous Rifting Of The Eastern Pontide Carbonate Platform (NE Turkey): The Formation Of Carbonates Breccias And Turbidites As Evidences Of A Drowned Platform. Geologia, 57,1-2, 233-244.
- Bergougnan, H., 1987. Etudes Geologiques Dans Lest-Anatolien, Ph.D. Thesis, University Pierre Et Marie Curie, Pars, France, 606p.

- Bernoulli, D. ve Jenkyns, H. C. 1974. Alpine Mediterranean And Central Atlantic Mesozoic Facies In Relation To The Early Evolution Of The Tethys.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised Equation And Table For Determining The Freezing Point Depression Of H₂O-NaCl Solutions. Geochim. Cosmochim. Acta 57, 683–684.
- Boistella, R., 1982. Mineral Crystallization From Solutions, Estud. Geologicos 38,135–153.
- Boum, G.R., Burleigh, H. ve Drez, P.E., 1985. Origin Of Dolomite In The Eocene Castle Hayne Limestone, North Carolina. Jour. Sedim. Petrol., 55, 506-517.
- Boynukalın, S., 1990. Dereli (Giresun) Baraj Yeri Ve Göl Alanının Mühendislik Jeolojisi Ve Çevre Kayaçlarının Jeomekanik Özellikleri, Doktora Tezi KTÜ Fen Bil. Ens. (Yayınlanmamış). Trabzon.
- Bozkuş, C. 1992. Olur (Erzurum) Yöresinin Stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 1,35, 103-119.
- Braithwaite, C.J.R., 1991. Dolomites, A Review Of Origins, Geometries And Textures. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci., 82,2: 99-112.
- Brand, U. Ve Veizer, J., 1980. Chemical Diagenesis Of A Multicomponent Carbonate System. 1. Trace-Elements. Jour. Sedim. Petrol. 50, 1219-1236.
- Bucur, I. I., Koch, R., Kırmacı, Z. ve Taslı, K. 2004. Foraminifères Du Jurassique Supérieur Et Du Cretacé Inférieur (Calcaire De Berdiga) De Kircaova (Région De Kale-Gümüşhane, NE Turquie). Revue De Paléobiologie, 23,1, 209-225.
- Bucur, I., I., Koch, R., Kırmacı, M., Z. Ve Taslı, K., 2000. Les Agues Dasycladales Du Cretace Inférieur (Calcaire De Berdiga) De Kircaova (Region De Kale-Gümüşhane, NE Turquie), Revue Paleobiol., Geneve, 19, 2: 435-463.
- Budd, D. A., 1997. Cenozoic Dolomites of Carbonate Islands: Their Attributes And Origin. Earth-Science Reviews, 42(1), 1-47.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F. ve Otto, J.B., 1982. Variation Of Seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Throughout Phanerozoic Time. Geology 10, 516–519.
- Burns, S. J. ve Baker, P. A., 1987. A Geochemical Study Of Dolomite In The Monterey Formation, California. Journal Of Sedimentary Research, 57,1.
- Carpenter, A.B., 1976. Discussion. J. Sedim. Petrol. 46, 254-257.
- Carpenter, A.B., 1980. The Chemistry Of Dolomite Formation I: The Stability Of Dolomite. In: Concepts And Models Of Dolomitization" (Ed. By D.H. Zenger, J.B. Dunham And R.L. Ethington) Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. 28, 111-121.

- Cervato, C., 1990. Hydrothermal Dolomitization Of Jurassic– Composed Of Three Right-Stepping Segments Linked Cretaceous Limestones In The Southern Alps (Italy): Relation By Relay Ramps With A Pronounced Dip Angle, To Tectonics And Volcanism. Geology 18, 458–461.
- Chai, L. ve Navrotsky, A., 1995. Energetics Of Calcium-Rich Dolomite. Geochimica Et Cosmochimica Acta 59, 939–944.
- Chen, D., Qing, H. ve Yang, C., 2004. Multistage Hydrothermal Dolomites In The Middle Devonian (Givetian) Carbonates From The Guilin Area, South China. Sedimentology, 51, 1029-1051.
- Chilingar, G.V., 1956. Duty's Classification Of Natural Waters And Chemical Composition Of Atmospheric Precipitation' In USSR: A Review. Transactions, American Geophysical Union 37: Doi: 10.1029/TR037i002p00193. İssn: 0002-8606.
- Choquette, P. W. ve Pray, L. C., 1970. Geologic Nomenclature And Classification Of Porosity In Sedimentary Carbonates. AAPG Bulletin, 54(2), 207-250.
- Cihan, İ., Tosun, L., Dumanlılar, Ö., Cengiz, İ. ve Ünlü T. 2016. Mineralogy And Geochemistry Of The Kocadal (Torul, Gümüşhane, Eastern Black Sea Region, Turkey) Zn-Pb-Ag, Au And Cu Mineralizations. Bulletin Of The Mineral Research And Exploration, 153, 139-158.
- Coniglio, M., James, N. P. ve Aissaoui, D. M., 1988. Dolomitization Of Miocene Carbonates, Gulf Of Suez, Egypt. Journal Of Sedimentary Research, 58(1).
- Çapkinoğlu, Ş. 2003. First Records Of Conodonts From. Turkish Journal Of Earth Sciences, 12/ 2, 199-207.
- Çoğulu, H.E., 1975. Gümüşhane Rize Bolgelerinde Petrolojik Ve Jeokronometrik Arastirmalar, Istanbul Tek. Üniv. Kütüphanesi, No. 1034, Istanbul, 112 ss.
- Davies, G. R.; Smith Jr ve Langhorne B., 2006. Structurally Controlled Hydrothermal Dolomite Reservoir Facies: An Overview. AAPG Bulletin, 90.11: 1641-1690.
- Davies G.R. ve Smith L.B. Jr., 2006. Structurally Controlled Hydrothermal Dolomite Reservoir Facies: An Over View. AAPG Bull., 90,11: 1641-1690.
- Dawans, J.M. ve Swart, P.K., 1988. Textural And Geochemical Alternations In Late Cenozoic Bahamian Dolomites. Sedimentology 35, 385–403.
- Deffeyes, K.S., Lucia, F.J. ve Weyl, P.K., 1965. Dolomitization Of Recent And Plio-Pleistocene Sediments By Marine Evaporite Waters On Bonaire. Netherlands Antilles. In: L.C. Pray And R.C. Murray (Editors), Dolomitization And Limestone Diagen- Eais. SEPM Spec. Publ. 13: 71-89.

- Delibaş, O., Moritz, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Saraç, C., Revan, K.M. ve Göç, D., 2016. Cretaceous Subduction-Related Magmatism And Associated Porphyry-Type Cu-Mo Prospects In The Eastern Pontides, Turkey: New Constraints From Geochronology And Geochemistry, Lithos, 248-251, 119-137.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate Identification And Genesis As Revealed By Stainin. J. Sedim. Petrol. 36, 491-505.
- Dokuz, A., 2011. A Slab Detachment And Delamination Model For The Generation Of Carboniferous High-Potassium I-Type Magmatism In The Eastern Pontides, NE Turkey: The Köse Composite Pluton. Gondwana Research, 19/4, 926-944.
- Dokuz, A., Aydınçakır, E., Kandemir, R., Karlı, O., Siebel, W., Derman, A. S. ve Turan, M., 2017. Late Jurassic Magmatism And Stratigraphy In The Eastern Sakarya Zone, Turkey: Evidence For The Slab Breakoff Of Paleotethyan Oceanic Lithosphere. The Journal Of Geology, 125/1, 1-31.
- Drever, J.I., 1997. The Geochemistry Of Natural Waters, Surface And Groundwater Environments. Englewood Cliffs, New Jersey (Prentice Hall), ss. 436.
- Drivet, E. ve Mountjoy, E. W., 1997. Dolomitization Of The Leduc Formation (Upper Devonian), Southern Rimbey-Meadowbrook Reef Trend, Alberta. Journal Of Sedimentary Research, 67/3.
- Duggan, J.P., Mountjoy, E.W. ve Stasiuk, L.D., 2001. Fault-Controlled Dolomitization At Swan Hills Simonette Oil Field (Devonian), Deep Basin West-Central Alberta, Canada. Sedimentology 48, 301-323.
- Dunnington, H.V., 1967. Aspects Of Diagenesis And Shape Change In Stylolitic Limestone Reservoirs: 17th World Petroleum Congress, Mexico City, Proceedings, 20, 339-352.
- Durocher, S. ve Al-Aasm, I.S., 1997. Dolomitization And Neomorphism Of Mississippian (Visean) Upper Debolt Formation, Blueberry Field, Northeastern British Columbia: Geologic, Petrologic, And Chemical Evidence, AAPG Bull. 81, 954-977.
- Eren, M., 1983. Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi Ve Mikrofasisesi İncelemesi, K.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü. Master Tezi Trabzon (Yayınlanmamış).
- Eren, M. ve Taslı, K. 2002. Kilop Cretaceous Hardground (Kale, Gümüşhane, NE Turkey): Description And Origin. Journal Of Asian Earth Sciences 20/5, 433-448.
- Eyuboğlu, Y., Dudas, F. O., Santosh, M., Zhu, D. C., Yi, K., Chatterjee, N., ... ve Liu, Z. 2016. Cenozoic Forearc Gabbros From The Northern Zone Of The Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey: Implications For Slab Window Magmatism And Convergent Margin Tectonics. Gondwana Research, 33, 160-189.

- Eyuboğlu, Y., Dudas, F. O., Thorkelson, D., Zhu, D. C., Liu, Z., Chatterjee, N., ... ve Santosh, M., 2017. Eocene Granitoids Of Northern Turkey: Polybaric Magmatism In An Evolving Arc–Slab Window System. Gondwana Research, 50, 311-345.
- Fairbridge, R.W., 1957. The Dolomite Question. In: R.J. Leblanc And J.G. Reeding (Eds.), Regional Aspects Of Carbonate Deposition. SEPM Spec. Publ. 5, ss. 125-178.
- Fisher, W.L. Ve Rodda, P.U., 1969. Edwards Formation (Lower Cretaceous), Texas: Dolomitization In A Carbonate Platform System. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 53: 55-72.
- Flügel, E., 2004. Microfacies Of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation And Application, Springer, Berlin.
- Folk, R.L. Ve Land, L.S., 1975. Mg/Ca Ratio And Salinity, Two Controls Over Crystallization Of Dolomite. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 59, 60-68.
- Fouke, B.W., 1994. Deposition, Diagenesis, And Dolomitization Of Neogene Serroo Domi Formation Coral Reef Limestones On Curacao, Netherlands Antilles. Natuurwetenschappelijke Studiekring Voor Het Caraïbisch Gebied (Publications Foundation For Scientific Research In The Caribbean Region), Amsterdam, 133-182.
- Foury, G., 1968. Le Crétacé Inférieur Des Alpilles contribution A L'étude Stratigraphique Et Micropaléontologique. Geobios, 1/1, 119-163.
- Friedman, I., O'Neil, J.R., 1977. Compilation Of Stable Isotope Fractionation Factors Of Geochemical Interest. In: Data Of Geochemistry. US Geol. Surv. Prof. Paper 440-KK, 1-12.
- Füchtbauer, H. ve Goldschmidt, H., 1965. Beziehungen Zwieschen Calcium-Gehalt Und Bildungs Bedingungen Der Dolomite. Geol. Rdsch., 55: 29-40.
- Gaines, A.M. 1980. Dolomitization Kinetics: Recent Experimental Studies. Concepts And Models Of Dolomitization (28. Cilt). Editörler : Zenger, D.H., Dunham J.B. Ve Ethington R.L. Tulsa : SEPM Spec.
- Gao, G. ve Land, L.S., 1991. Early Ordovician Cool Creek Dolomite, Middle Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma, USA: Origin And Modification. J. Sedim. Petrol. 61, 161-173.
- Gao, G., Land, L. ve Folk, R.L., 1992. Meteoric Modification Of Early Dolomite And Late Dolomitization By Basinal Fluids, Upper Arbuckle Group, Slick Hills, Southwestern Oklahoma. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 76, 1649-1664.
- Garrison, R.E., Kastner, M. ve Zenger, D.H. (Eds.), 1984. Dolomites Of The Monterey Formation And Other Organicrich Units. Pub. Soc. Econ. Paleont. Miner. Pacific Section, 41, ss. 215.

- Garven, G., 1985. The Role Of Regional Fluid Flow İn The Genesis Of The Pine Point Deposit, Western Canada Sedimentary Basin. Economic Geology, 80/2, 307-324.
- Garven, G. ve Freeze, R. A., 1984. The Oretical Analysis Of The Role Of Groundwater Flow İn The Genesis Of Stratabound Ore Deposits; 2, Quantitative Results, American Journal Of Science, 284/10, 1125-1174.
- Gasparri, M., 2003. Large-Scale Hydrothermal Dolomitisation İn The Southwestern Cantabrian Zone (NW Spain): Causes And Controls Of The Process And Origin Of The Dolomitising fluids, Phd Thesis, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- Gasparri, M., Bechstadt, T. ve Boni, M., 2006. Massive Hydrothermal Dolomites İn The Southwestern Cantabrian Zone (Spain) And Their Relation To The Late Variscan Evolution. Marine And Petroleum Geology, 23/5, 543-568.
- Gedik, L., Kırmacı, M.Z., apkımoğlu, Ő., zer, E. ve Eren, M., 1996. Doğu Pontidlerin Jeolojik Evrimi, KT, Jeoloji Mh. Bl. 30. Yıl Sempozyumu, Korkmaz, S. ve Akay, M., KT, Trabzon, Bildiriler, Cilt II, 654-677.
- Gedikoğlu, A., 1978. HarŐit Granit KarmaŐığı Ve evrekayaları (Giresun-Doğankent), Doentlik Tezi, Karadeniz Teknik niversitesi, Trabzon, 161 P.
- Gill, I.P., Moore Jr., C.H. ve Aharon, P., 1995. Evaporitic Mixed-Water Dolomitization On St. Croix, U.S.V.I. Journal Of Sedimentary Research 65, 591–604.
- Given, R.K. ve Wilkinson, B.H., 1987. Dolomite Abundance And Stratigraphic Age: Constraints On Rates And Mechanisms Of Phanerozoic Dolostone Formation. J. Sed. Petrol., 57, 1068–1078.
- Glover, E. ve Sippel, R., 1967. Synthesis Of Magnesium Calcites. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 31(4), 603-613.
- Goodell, H.G. ve Garman, R.K., 1969. Carbonate Geochemistry Of Superior Deep Test Well, Andros Island, Bahamas. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 53, 513-536.
- Grr, N., Őengr, A. M. C, Akkk, R. ve Yılmaz, Y, 1983. Pontidlerde Neo-Tetis'in Kuzey Kolunun Aılmasına İlişkin Sedimantolojik Veriler, Trkiye Jeoloji Kurumu Blteni, 26, 11-20.
- Graf, D. L. ve Goldsmith, J. R., 1956. Some Hydrothermal Syntheses Of Dolomite And Protodolomite, The Journal Of Geology, Vol. 64, No. 2., 173-186.
- Graf, D. L. ve Goldsmith, J. R. 1956. Some Hydrothermal Syntheses Of Dolomite And Protodolomite. The Journal Of Geology, 64,2, 173-186.
- Gregg, J. M. ve Sibley, D. F. 1984. Epigenetic Dolomitization And The Origin Of Xenotopic Dolomite Texture. Journal Of Sedimentary Research, 54,3, 908-931.

- Güven, İ. H., 1993. Doğu Karadeniz Bölgesinin 1/250.000'lik Ölçekli Jeolojik Ve Metalojenik Haritası. MTA, Ankara.
- Güven, İ. H., 1998. 1/100.000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları, No. 58, Trabzon C29 Ved29 Paftaları, MTA, Jeoloji Etütleri Dairesi Yayını, Ankara.
- Hacıaloğlu, T., 1983. Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi Ve Mikrofasiyel İncelemesi,, K.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, MMLS Tezi, Trabzon, (Yayınlanmamış).
- Hamilton, W. J., 1842. Researches In Asia Minor, Pontus And Armenia With Some Account Of Their Antiquities And Geology 1th Ed. London: J. Murray
- Hardie, L.A., 1987. Dolomitization: A Critical View Of Some Current Views, J. Sediment. Petrol. 57, 166–183.
- Hsu, K. J. 1967. Chemistry Of Dolomite Formation. In Developments In Sedimentology , 9, 169-191. Elsevier.
- Humphery, J.D. ve Quinn, T.M., 1989. Coastal Mixing Zone Dolomite, Forward Modelling And Massive Dolomitization Of Platform-Margin Carbonates. J. Sed. Petrol., 60, 1013– 1016.
- Illing, L.V., 1954. Bahamian Calcareous Sands. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 38, 1-95.
- James, N.P. ve Choquette, P.W. 1990. Limestones – The Meteoric Diagenetic Environment. In: Diagenesis. I.A. Mcilreath And D.W. Morrow (Eds.). Geoscience Canada Reprint Series No. 4, P. 35–73.
- James, N.P., Bone, Y. ve Kyser, T.K., 1993. Shallow Burial Dolomitization And Dedolomitization Of Mid-Cenozoic, Cool-Water, Calcitic, Deep-Shelf Limestones, Southern Australia. J. Sedim. Petrol. 63, 528-538.
- Jones, B., 2005. Dolomite Crystal Architecture: Genetic İmplications For The Origin Of The Tertiary Dolostones Of The Cayman Islands. Journal Of Sedimentary Research 75, 177–189.
- Jones, B., 2007. Inside-Out Dolomite. Journal Of Sedimentary Research 77, 539–551.
- Jones, B., 2004. Petrography And Significance Of Zoned Dolomite Cements From The Cayman Formation (Miocene) Of Cayman Brac, British West Indies. Journal Of Sedimentary Research, 74.1: 95-109.
- Jones, G. D. ve Rostron, B. J., 2000. Analysis Of Fluid Flow Constraints İn Regional-Scale Reflux Dolomitization: Constant Versus Variable-Flux Hydrogeological Models. Bulletin Of Canadian Petroleum Geology, 48.3: 230-245.
- Jones, G. D., Whitaker, F. F., Smart, P. L. ve Sanford, W. E., 2002. Fate Of Reflux Brines İn Carbonate Platforms. Geology, 30/4, 371-374.

- Kaczmarek, S.E. ve Sibley, D.F., 2011. On The Evolution Of Dolomite Stoichiometry And Cation Order During High-Temperature Synthesis Experiments: An Alternative Model For The Geochemical Evolution Of Natural Dolomites. Sedimentary Geology 240, 30–40.
- Kandemir, R. 2004. Gümüşhane Ve Yakın Yörelerindeki Erken-Orta Jura Yaslı Şenköy Formasyonu'nun Çökel Özellikleri Ve Birikim Koşulları, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Kandemir, R. ve Yılmaz, C., 2003. Dogu Pontidlerdeki Erken Jura Riftlesmesinin Kırıklı-Gökdere Vadilerindeki Tektono Sedimanter Kayıtları, 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, 45.
- Kandemir, R. ve Yılmaz, C. 2009. Lithostratigraphy, Facies, And Deposition Environment Of The Lower Jurassic Ammonitico Rosso Type Sediments (ARTS) İn The Gümüşhane Area, NE Turkey: İmplications For The Opening Of The Northern Branch Of The Neo-Tethys Ocean, Journal Of Asian Earth Sciences 34, 586-598.
- Kara-Gölbay, R.; Kırmacı, M. Z. Ve Korkmaz, S., 2012. Organic Geochemistry And Depositional Environment Of The Aptian Bituminous Limestone İn The Kale Gümüşhane Area (NE-Turkey): An Example Of Lacustrine Deposits On The Platform Carbonate Sequence. Organic Geochemistry, 49: 6-17.
- Karslı, O., Caran, Ş., Dokuz, A., Çoban, H., Chen, B. ve Kandemir, R., 2012. A-Type Granitoids From The Eastern Pontides, NE Turkey: Records For Generation Of Hybrid A-Typerocks İn A Subduction-Related environment, Tectonophysics 530–531, 208–224.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Kandemir, R. ve Wijbrans, J., 2010. Generation Of The Early Cenozoic Adakitic Volcanism By Partial Melting Of Mafic Lower Crust, Eastern Turkey: İmplications For Crustal Thickening To Delamination. Lithos, 114, 1, 109-120.
- Karsli, O., Ketenci, M., Uysal, İ., Dokuz, A., Aydın, F., Chen, B., ... ve Wijbrans, J. 2011. Adakite-Like Granitoid Porphyries İn The Eastern Pontides, NE Turkey: Potential Parental Melts And Geodynamic İmplications. Lithos, 127/1, 354-372.
- Kaufman, J., 1994. Numerical Models Of Fluid Flow İn Carbonate Platforms: İmplications For Dolomitization: Journal Of Sedimentary Research, 64, 128–139.
- Kaufman, J., Meyers, W.J. ve Hanson, G.N. 1990. Dolomitization Of The Swan Hills Formation (Devonian), Rosevear Field, Al Berta, Canada. Journal Of Sedimentary Petrology, 80: 918-939.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F., İlbeyli, N. ve Temizel, İ., 2014. LA-ICP-MS Zircon dating, Whole-Rock And Sr–Nd–Pb–O İsootope geochemistry Of The Camiboğazı Pluton, Eastern Pontides, NE Turkey: İmplications for lithospheric mantle And Lower crustal sources İn Arc-Related, I-Type magmatism, Lithos 192/195, 271–290.

- Kelts, K. ve Mckenzie, J., 1982. Diagenetic Dolomite Formation İn Quaternary Anoxic Diatomaceous Muds Of Deep Sea Drilling Project Leg 64, Gulf Of California. Init. Repts. DSDP 64,553-570.
- Kesgin Y., 1983. Bayburt (Gümüşhane) İlçesi, Aksar Köyü Ve Güneybatısının, Jeolojik İncelemesi, K.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü,, MMLS Tezi, Trabzon (Yayınlanmamış).
- Ketin, I., 1951. Bayburt Yöresinin Jeolojisi Hakkında. İst. Üni. Fen Fak. Mecm., 21, 13-127.
- Ketin, İ. 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. Maden Tetkik Ve Arama Dergisi, 66, 66.
- Ketin, İ. ve Canitez, N. 1972. Yapısal Jeoloji. Teknik Üniversite Matbaası Gumussuyu.
- Kılıç, N., 2009. Maden (Bayburt) Yöresinin Jeolojisi Ve Kretase Yaşlı Kireçtaşlarının Mikrofasiyes İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Kırmacı, M. Z. ve Akdağ, K. 2005. Origin Of Dolomite İn The Late Cretaceous–Paleocene Limestone Turbidites, Eastern Pontides, Turkey, Sedimentary Geology 181, 39-57.
- Kırmacı, M. Z., Koch, R. ve Bucur, J. I., 1996. An Early Cretaceous Section İn The Kırcaova Area (Berdiga Limestone, NE-Turkey) And İts Correlation With Platform Carbonates İn W-Slovenia. Facies, 34, 1-22.
- Kırmacı, M. Z., Yıldız, M., Kandemir, R. ve Eroğlu-Gümrük, T., 2018. Multistage Dolomitization İn Late Jurassic–Early Cretaceous Platform Carbonates (Berdiga Formation), Başoba Yayla (Trabzon), NE Turkey: Implications Of The Generation Of Magmatic Arc On Dolomitization. Marine And Petroleum Geology, 89, 515-529.
- Kırmacı, M.Z. 2000. Geç Jura Yaşlı Karbonat Platformunun Litofasiyes Özellikleri Ve Evrimi, Uluçayır Yöresi (Bayburt, Doğu Pontidler), Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 43, Sayı 2, 33-47.
- Kırmacı, M.Z., 2008. Dolomitization Of The Late Cretaceous-Paleocene Platform Carbonates, Gököy (Ordu), Eastern Pontides, NE Turkey, Sedimentary Geology, 203, 289–306.
- Kırmacı, M.Z., 2013. Origin Of Dolomite İn The Late Jurassic Platform Carbonates, Bolkar Mountains,Central Taurides, Turkey: Petrographic And Geochemical Evidence. Chemie Der Erde, 73, 383-398.
- Kırmacı, Z. 1992. Alucra-Gümüşhane-Bayburt Yörelerindeki Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Berdiga Kireçtaşının Sedimentolojik İncelemesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Kim, S.T. ve O'Neil, J.R., 1997. Equilibrium And Nonequilibrium Oxygen Isotope Effects İn Synthetic Carbonates. Geochimica Et Cosmochimica Acta 61, 3461-3475.

- Koch, R. Bucur, I.I., Kırmacı, M. Z., Eren, M. ve Taslı, K., 2008. Upper Jurassic And Lower Cretaceous Carbonate Rocks Of The Berdiga Limestone- Sedimentation On An Onbound Platform With Volcanic And Episodic Siliciclastic İnflux. Biostratigraphy, Facies And Diagenesis (Kırcaova, Kale-Gümüşhane Area; NE-Turkey), Neues Jahrbuch Für Geologie Und Palaontologie, 247, 23-61.
- Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984. Demirözü Güneyinin Stratigrafisi, JMO Bildiriler Kitabı.
- Korkmaz, S., 1993. Tonya-Düzköy (GB Trabzon) Yöresinin Stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Bült., 36, 151- 158.2.
- Korkmaz, S., Tüysüz, N., Er, M., Musaoğlu, A. ve Keskin, İ., 1995. Stratigraphy Of The Eastern Pontides, NE-Turkey. Geology Of The Black Sea Region, MTA, Ankara, 59-69.
- Koroğlu, F., 2018. Çayırbağı-Çalköy (Düzköy-Trabzon) Yöresindeki Şahinkaya Üyesinin Stratigrafik, Mikropaleontolojik Ve Sedimantolojik İncelenmesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Kretz, R., 1982. A Model For The Distribution Of Trace Elements Calcite And Dolomite. Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 1979-1981.
- Kurt, İ., Özkan, M., Karşlı, Ş., Çolak, T., Topçu, T., 2006. Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeodinamik Evrimi: Keşap (Giresun)-Çarşıbaşı (Trabzon)-Torul (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi, MTA, Ankara.
- Land, L. S., 1998. Failure To Precipitate Dolomite At 25 C From Dilute Solution Despite 1000-Fold Oversaturation After 32 Years. Aquatic Geochemistry, 4/3, 361-368.
- Land, L. S., 1991. Dolomitization Of The Hope Gate Formation (North Jamaica) By Seawater: Reassessment Of Mixing Zone Dolomite. In: Taylor, H.P., O'Neil, J.R. Kaplan, I.R. (Eds.), Stable Isotope Geochemistry: A Tribute To Samuel Epstein. Geochem. Soc. Spec. Publ. 3, 121-133.
- Land, L.S. 1980. The İstopic And Trace Element Geochemistry Of Dolomite: The State Of The Art'. Concepts And Models Of Dolomitization (28. Cilt). Editörler : Zenger, D.H., Dunham J.B. Ve Ethington R.L. Tulsa : SEPM Spec.
- Land, L.S. ve Epstein, S., 1970. Late Pleistocene Diagenesis And Dolomitization, North Jamaica. Sedimentology 14, 187-200.
- Land, L.S., 1983. The Application Of Stable İstopes To Studies Of The Origin Of Dolomite And To Problems Of Diagenesis Of Clastic Sediments. In: M.A. Arthur, T.F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer And L.S. Land (Eds.), Stable İstopes İn Sedimentary Geology. SEPM Short Course 10, ss. 4.1-4.22.
- Land, L.S., 1985. The Origin Of Massive Dolomite, J. Geol. Educ. 33, 112-125.

- Land, L.S., 1992. The Dolomite Problem: Stable And Radiogeneticisotopeclues. In: N.Chaudhuri, S. (Eds.), *Isotopicsignature Of Sedimentaryrecords. Lecturenotes In Earth Science* 43, 49-68.
- Land, L. S. ve Moore, C. H,1980. Lithification, Micritization And Syndepositional Diagenesis Of Biolithites On The Jamaican Island Slope. Journal Of Sedimentary Research, 50.2: 357-369.
- Lapponi, F., Bechstädt, T., Boni, M., Banks, D. A. ve Schneider, J. ,2014. Hydrothermal Dolomitization In A Complex Geodynamic Setting (Lower Palaeozoic, Northern Spain). Sedimentology, 61/2, 411-443.
- Lee, Y.I. ve Friedman, G.M. 1978. Deep-Burial Dolomitization In The Ordovician Ellenberger Group Carbonates, West Texas And Southeastern New Mexico. Journal Of Sedimentary Petrology, v. 57, s. 544–577.
- Leighton, M. W. ve Pendexter, C., 1962. Carbonate Rock Types, AAPG Mem. 33-61.
- Lind, I.L., 1993, Stylolites In Chalk From Leg, Ontong Java Plateau. In: Berger, W.H., Kroenk, J.W., Mayer, L.A., Et Al., (Eds.), *Proceeding Of The Ocean Drilling Program Scientific Results*.130, 445-451.
- Lippmann, F., 1973. 'Sedimentary Carbonate Minerals', Springer-Verlag, ss. 228.
- Lo'Pez-Horgue, M.A., Iriarte, E., Schro"Der, S., Fernandez- Mendiola, P.A., Caline, B., Corneyllie, H., Fre'E'Mont, J., Sudrie, M. ve Zerti, S., 2010. Structurally Controlled Hydrothermal Dolomites In Albian Carbonates Of The Ase'On Valley, Basque Cantabrian Basin, Northern Spain. Mar. Petrol. Geol., 27, 1069–1092.
- Longman, M.W., 1982. Carbonate Diagenesis As A Control On Stratigraphic Traps. Am. Ass. Petrol. Geol. Educ. Course Note Series 21, ss. 159.
- Lopatin, N. V., 1971. Time And Temperature As Factors In Coalification. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Ser. Geol.*, 3, 95-106.
- Lu, F.H. ve 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. ve Chimahusky, J. S., 1980. Relationship Between Dolomite Nonstoichiometry And Carbonate Facies Parameters. M.A. (Eds.), *Stable Isotopes In Sedimentary Geology, SEPM Short Course*, 10, 1-151.
- Machel, H. G., 1987. Saddle Dolomite As A By-Product Of Chemical Compaction And Thermochemical Sulfate Reduction. Geology, 15(10), 936-940.
- Machel, H. G., 1997. Recrystallization Versus Neomorphism, And The Concept Of Significant Recrystallization In Dolomite Research. Sedim. Geol., 113, 161-168.

- Machel, H. G., 2004. Concepts And Models Of Dolomitization: A Critical Reappraisal. Geological Society, London, Special Publications, 235/1, 7-63.
- Machel, H.G. ve Anderson, J.H., 1989. Pervasive Subsurface Dolomitization Of The Nisku Formation In Central Alberta. J. Sedim. Petrol. 59, 891-911.
- Machel, H.G. ve Burton, E.A., 1994. Golden Grove Dolomite, Barbados : Origin From Modified Seawater. Jour. Sed. Res., A64, 741-751.
- Machel, H.G., 2002. The Dolomite Problem — Quo Vadis In: Hüssner, H., Hinderer, M., Götz, A.E. Ve Petschick, R. (Eds), Sediment, 2002, 17. Sedimentologentreffen, Frankfurt A.M./Darmstadt, 29.31. Mai 2002, Kurzfassungen Und Programm. Schr. Deutsch. Geol. Ges. 17, 135-140.
- Machel, H.G. ve Lonnee, J., 2002. Hydrothermal Dolomite—A Product Of Poor Definition And Imagination: Sedimentary Geology, V. 152, P. 163–171.
- Machel, H.G. ve Mountjoy, E.W., 1986. Chemistry And Environments Of Dolomitization—A Reappraisal. Earth Sci. Rev. 23, 175-222.
- Machel, H. G. 2004. Concepts And Models Of Dolomitization: A Critical Reappraisal. Geological Society, London, Special Publications, 235.1: 7-63.
- MACHEL, H. G., 2000. Dolomite Formation In Caribbean Islands: Driven By Plate Tectonics Journal Of Sedimentary Research, 70.5: 977-984.
- Macneil, A. ve Johns, B., 2003. Dolomitization Of The Petro Castle Formation (Pliocene), Cayman Brac, British West Indies. Sedim. Geol., 162, 2319-238.
- Malone, M.J., Baker, P.A. Burns, S.J., 1994. Recrystallization Of Dolomite: Evidence From The Monterey Formation (Miocene), California. Sedimentology 41, 1223-1239.
- Malone, M.J., Baker, P.A. Burns, S.J., 1996. Hydrothermal Dolomitization And Recrystallization Of Dolomite Breccias From The Miocene Monterey Formation, Teququet Area, California. J. Sedim. Res. 66, 976-990.
- Martín-Martín, J. D vd., 2015. Fault-Controlled And Stratabound Dolostones In The Late Aptian–Earliest Albian Benassal Formation (Maestrat Basin, E Spain): Petrology And Geochemistry Constrains. Marine And Petroleum Geology, 65: 83-102.
- Mattes, B.W. ve Mountjoy, E.W., 1980. Burial Dolomitization Of The Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B., Ethington, R.L., (Eds.), Concepts And Models Of Dolomitization. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 28, 259-297.
- Mazzullo, S. J., 2000. Organogenic Dolomitization In Peritidal To Deep-Sea Sediments. Journal Of Sedimentary Research 70.1:10-23.

- Mcarthur, J.M. ve Howarth, R.J., 2004. Sr-Isotope Stratigraphy. In: Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A.G., (Eds.), *A Geological Timescale 2004*. Cambridge, U.K., Cambridge University Press, 96-105.
- Mchargue, T.R. ve Price, R.C., 1982. Dolomite From Clay İn Argillaceous Or Shale-Associated Marine Carbonates. J. 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 İsootope Study. The Journal Of Geology, 185-198.
- Mckenzie, J.A., 1991. The Dolomite Problem: An Outstanding Controversy. In: D.W. Müller, J.A. Mckenzie And H. Weissert (Eds.), *Controversies İn Modern Geology*. Academic Press, London, ss. 37-54.
- Meyers, W.J., Lu, F.H. ve Zachariah, J., 1997. Dolomitization By Mixed Evaporative Brines And Freshwater, Late Miocene Carbonates, Nijar, Spain. J. Sedim. Petrol., 67, 898-912.
- Montanez, I.P. ve Read, J.F., 1992. Fluid-Rock Interaction History During Stabilization Of Early Dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians. J. Sedim. Petrol. 62, 753-778.
- Montanez, I.P., 1994. Late Diagenetic Dolomitization Of Lower Ordovician, Upper Knox Carbonates: A Record Of The Hydrodynamic Evolution Of The Southern Appalachian Basin. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 78, 1210-1239.
- Moore, C. H. 1989. *Carbonate Diagenesis And Porosity*, Vol. 46. Elsevier.
- Moore, W. J., E.H. Mckee ve Akıncı, Ö., 1980. Chemistry And Chronology Of Plutonic Rocks İn The Pontid Mountains, Northern Turkey, European Copper Deposits, P. 209-216.
- Morrow, D.W. 1990. Part 1: The Chemistry Of Dolomitization And Dolomite Precipitation. Dolomite. Editörler : Mcilreath I.A. Ve Morrow D.W. Ottawa : Geoscience Canada Reprint Series.
- Morrow, D.W. ve Aulstead, K.L., 1995. The Manetoe Dolomite - A Cretaceous-Tertiary Or A Paleozoic Event? Fluid İnclusion And İsotopic Evidence. Bull. Can. Petrol. Geol., 43/3: 267-280.
- Morrow, D.W., 1982. Descriptive Field Classification Of Sedimentary And Diagenetic Breccia Fabrics İn Carbonate Rocks. Bull. Can. Petrol Geol., 30, 227-229.
- Morrow, D.W., 1998. Regional Subsurface Dolomitization: Models And Constraints. Geoscience Canada 25, 57- 70.
- Morrow, D. W.ve Aulstead, K. L., 1995. The Manetoe Dolomite-A Cretaceous-Tertiary Or A Paleozoic Event? Fluid İnclusion And İsotopic Evidence.Bulletin Of Canadian Petroleum Geology, 43.3: 267-280.

- Morse, J.W. ve Bender, M.L., 1990. Partition Coefficients In Calcite: Examination Of Factors Influencing The Validity Of Experimental Results And Their Application To Natural Systems. Chem. Geol., 82, 265–277.
- Mountjoy, E. W., Machel, H. G., Green, D. Duggan, J. ve Williams-Jones, A. E., 1999. Devonian Matrix Dolomites And Deep Burial Carbonate Cements: A Comparison Between The Rimbey-Meadowbrook Reef Trend And The Deep Basin Of West-Central Alberta. Bull. Canadian Petrol. Geol. 4, 487-509.
- Mountjoy, E.W. ve Amthor, J.E., 1994. Has Burial Dolomitization Come Of Age? Some Answer From The Western Canada Sedimentary Basin. In: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D., (Eds.), Dolomites. A Volume In Honour Of Dolomieu. Int. Assoc. Sedimento. Spec. Publ. 21, 203-229.
- Mresah, M.H., 1998. The Massive Dolomitization Of Platformal And Basinal Sequences: Proposed Models From The Paleocene, Northeast Sirte Basin, Libya, Sediment. Geol. 116, 199–226.
- Mutti, M. ve Simo, J. A., 1994. Distribution, Petrography And Geochemistry Of Early Dolomite In Cyclic Shelf Facies, Yates Formation (Guadalupian), Capitan Reef Complex, USA. Dolomites, 91-107.
- Nader F.H., Swennen R., 2004. The Hydrocarbon Potential Of Lebanon: New Insights From Regional Correlations And Studies Of Jurassic Dolomitisation, J. Petrol. Geol. 27, 253-275.
- Nader, F.H., Dumont, C., Shah, M.M., Garcí'A, D., Swennen, R., Daniel, J.M., Lerat, O., Doligez, B., 2009. From Field Study To Numerical Modeling Of Hydrothermal Dolomitization In Early Cretaceous Platform Carbonates (Cantabrian Mountains, Northern Spain). Journal Of Geochemical Exploration 101, 73.
- Navarro-Ciurana, D., vd. 2016. Petrography And Geochemistry Of Fault-Controlled Hydrothermal Dolomites In The Riópar Area (Prebetic Zone, SE Spain). Marine And Petroleum Geology, 71: 310-328.
- Nebert, K., 1961. Kelkit Çayı Ve Kızılırmak (Kuzeydoğu Anadolu) Nehirleri Mecra Bölgelerinin Jeolojik Yapısı. M.T.A. Derg. No. 57, S. 1-49, Ankara.
- Neşe, K., 2009. Gümüşhane-Bayburt Yörelerinde Kretase-Tersiyer Geçişinin Foraminifer Ve Sedimantoloji Kayıtları (KD Türkiye) Foraminifers And Sedimantology Records Cretaceous-Tertiary Boundary In The Gümüşhane-Bayburt Area (NE Turkey), Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Nicolaidis, S. Ve Wallace, M.W., 1997. Pressure-Dissolution And Cementation In An Oligo-Tropical Limestone (Clifton Formation), Otway Basin, Australia. In: James, N.P. And Clarke, J.A.D. (Eds.), Cool Water Carbonates, Soc. Econ. Petrol. Geol. Spec. Publ., 56, 291-313.

- Nicolaidis, S., 1995. Origin And Modification Of Cambrian Dolomites (Red Heart Dolomite And Arthur Creek Formation), Georgina Basin, Central Australia. Sedimentology 42, 249-266.
- Nielsen, P., Swennen, R., Keppens, E., 1994. Multiple-Step Recrystallization Within Massive Ancient Dolomite Units: An Example From The Dinantian Of Belgium. Sedimentology 41, 567-584.
- Okay, A. I. 1984. Distribution And Characteristics Of The North-West Turkish Blueschists. Geological Society, London, Special Publications, 17,1, 455-466.
- Okay, A. I. 1996. Paleo-And Neo-Tethyan Events İn Northwest Turkey: Geological And Geochronological Constraints. Tectonics Of Asia, 420-441.
- Okay, A. I., Şahintürk, Ö. ve Robinson, A. G. 1997. Regional And Petroleum Geology Of The Black Sea And Surrounding Region. AAPG Memoir, 68, 291-312.
- Okay, A. I. ve Göncüoğlu, M. C. 2004. The Karakaya Complex: A Review Of Data And Concepts. Turkish Journal Of Earth Sciences, 13/2, 75-95.
- Okay, A. I. ve Tüysüz, O., 1999. Tethyan Sutures Of Northern Turkey. Geological Society, London, Special Publications, 156,1, 475-515.
- Okay, A. I. ve Tüysüz, O. 1999. Tethyan Sutures Of Northern Turkey. Geological Society, London, Special Publications, 156, 1, 475-515.
- Okay, A. İ., Şahintürk, Ö. ve Yakar, H. , 1997. Pulur Bölgesinin Stratigrafisi Ve Tektoniği (Bayburt, Doğu Pontidler). Maden Tetkik Ve Arama Dergisi, 119(119).
- Okay, A.I. ve Leven, E. J., 1996. Stratigraphy And Paleontology Of The Upper Paleozoic Sequence İn The Pulur (Bayburt) Region, Eastern Pontides: Turkish Journal Of Earth Sciences.
- Okay, A.I. ve Şahintürk, Ö., 1997. Geology Of The Eastern Pontides. Regional And Petroleum Geology Of The Black Sea And Surrounding Region. Editör, Robinson, A.G.Tulsa, AAPG Memoir.
- OKAY, Aral İ., 1989. Denizli'nin Güneyinde Menderes Masifi ve Likya Naplarının Jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 109.
- Öz, E. T., Vishnevskaya, V., Kopaevich, L. ve Çapkınoğlu, Ş., 2018. Turonian–Santonian Radiolarians And Planktonic Foraminifers Of The Upper Cretaceous Sequences Between Trabzon And Giresun Areas İn The Eastern Pontides, NE Turkey. Palaeoworld, 27/1, 117-144.
- Özer, E., 1983. Bayburt (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi, K.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, MMLS Tezi, Trabzon (Yaymlanmamış).
- Özer, S. Ve Fenerci, M., 1993. Bayburt Yöresinde (Doğu Karadeniz) Bulunan İki Yeni Caprinidae Türü, MTA Dergi. 115, 29-34.

- Özsayar T., Pelin S. ve Gedikoğlu A., 1981. Doğu Pontidler'de Kretase, KTÜ Yer Bilimleri Dergisi, 1, ss. 65-114.
- Özsayar, T., Gedikoğlu, A. ve Pelin, S., 1981. Artvin Yöresi Yastık Lavlarının Yaşına İlişkin Paleontolojik Veriler K.Ü., Yerbilimleri Dergisi, 1/1, 38-42.
- Özyurt, M., Kırmacı, M. Z. ve Al-Aasm, I. S., 2018. Geochemical Characteristics Of Late Jurassic-Early Cretaceous Platform Carbonates İn Hazine Mağara, Gümüşhane (NE Turkey): Implications For Dolomitization And Recrystallization. Canadian Journal Of Earth Sciences, (Yayın Aşamasında).
- Özyurt, M., Kırmacı, M. Z., Yılmaz, İ. Ö. ve Kandemir, R. 2019. Sedimentological And Geochemical Records Of Lower Cretaceous Carbonate Successions Around Trabzon (NE Turkey): Implications For Paleoenvironmental Evolution And Paleoclimatological Conditions Of Tethys. In Patterns And Mechanisms Of Climate, Paleoclimate And Paleoenvironmental Changes From Low-Latitude Regions , 19-2). Springer, Cham.
- Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Jeolojisi ve Petrol Olanakları Bakımından İncelemesi, KTÜ Yayını No: 87, 103.
- Pretorius W., Weis D., Williams G., Hanano D., Kieffer B. ve Scoates J.S., 2006. Complete Tace Elemental Characterization Of Granitoid (USGS G-2, GSP-2) Reference Materials By High Resolution Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. Geostandards And Geoanalytical Research, 30(1), 39-54.
- Qing, H., 1998. Petrology 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. ve Rose, E. P., 2001. Dolomitization By Penesaline Sea Water İn Early Jurassic Peritidal Platform Carbonates, Gibraltar, Western Mediterranean. Sedimentology, 48(1), 153-163.
- Qing, H., Mountjoy, E.W., 1988. Multistage Dolomitization In Rainbow Buildups, Middle Devonian Keg River Formation, Alberta, Canada. J. Sedim. Petrol. 59, 114-126.
- Qing, H. ve Mountjoy, E. W., 1994. Formation Of Coarsely Crystalline, Hydrothermal Dolomite Reservoirs İn The Presqu'ile Barrier, Western Canada Sedimentary Basin. AAPG Bulletin, 78(1), 55-77.
- Radke, B. M. ve Mathis, R. L. 1980. On The Formation And Occurrence Of Saddle Dolomite. Journal Of Sedimentary Research, 50,4, 1149-1168.
- Rao, C.P., 1990. Marine To Mixing Zone Dolomitization In Peritidal Carbonates: The Gordon Group (Ordovivian), Mole Creek, Tasmania, Australia. Carbonates Evaporites, 5, 153-178.

- Rao, C.P., 1993. Oxygen And Carbon Isotope Variation Between Dolomite And Co-Existing Micrite Pairs, Gordon Group (Ordovician), Mole Creek, Tasmania, Australia. Austra. Jour. Earth Sci. 40, 131-139.
- Reeder, R.J., 1981. "Electron Optical Investigation Of Sedimentary Dolomites", Contrib. Min. Pet. 76, 148-157.
- Reinhold, C., 1998. Multiple Episodes Of Dolomitization And Dolomite Recrystallization During Shallow Burial In Upper Jurassic Shelf Carbonates: Eastern Swabian, South Germany. Sedim. Geol. 121, 71-95.
- REVAN, M., K., 2014. Mineralogy And Trace-Element Geochemistry Of Sulfide Minerals In Hydrothermal Chimneys From The Upper-Cretaceous VMS Deposits Of The Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey). Ore Geology Reviews, 63: 129-149.
- Robin, P., 1978. Pressure Solution At Grain-To-Grain Contacts. Geochim. Cosmochim. Acta 42, 1383-1389.
- Robinson, A.G., C.J. Banks, M.M. Rutherford ve J.P.P. Hirst, 1995. Stratigraphic And Structural Development Of The Eastern Pontides, Turkey, Journal Of The Geological Society Of London, 152, 861-872.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Mineral. Soc. Am. Rev.Mineral., 12, 644 ss.
- Ronchi, P., 2012. Hydrothermal Dolomitization In Platform And Basin Carbonate Successions During Thrusting: A Hydrocarbon Reservoir Analogue (Mesozoic Of Venetian Southern Alps, Italy). Marine And Petroleum Geology, 29.1: 68-89.
- Ronchi P., Di Giulio A., Ceriani A.ve Scotti P., 2010. Contrasting Fluid Events Giving Rise To Apparently Similar Diagenetic Products; Late-Stage Dolomite Cements From The Southern Alps And Central Apennines, Italy, Geol. Soc. London Spec. Publ. 329, 397-413.
- Ronov, A.B., 1964. Common Tendencies In The Chemical Evolution Of The Earth's Crust, Ocean And Atmosphere. Geochem. Int. 4,713-737.
- Sanford, W., Whitaker, F., Smart, P. ve Jones, G., 1998. Numerical Analysis Of Seawater Circulation In Carbonate Platforms: I. Geothermal Convection. American Journal Of Science, 298,10, 801-828.
- Saussure N-T De, 1792. Analyse De La Dolomie. Jour. Physique, 40, 161–173 .
- Schofield, K. ve Adams, A.E., 1986. Burial Dolomitization Of The Woo Dale Lime-Stones Formation (Lower Carboniferous), Derbyshire, England, Sedimentology33, 207–219.
- Schubel, K.A., Veblen, D.R. ve Malone, M.J., 2006. Microstructures And Textures Of Experimentally Altered Bahamian Ooids: Implications For Reaction Mechanisms Of Dolomitization. Carbonates And Evaporites 21, 1–13.

- Searl, A., 1989. Saddle Dolomite: A New View Of Its Nature And Origin. Mineralogical Magazine, 53/373, 547-555.
- Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonik Özellikleri [Tectonic Characteristics Of The North Anatolian Fault Zone In The Kelkit Valley]. İTÜ Maden Fakültesi , İstanbul
- Shackleton, N.J. ve Kennett, J.P., 1975. Paleotemperature History Of The Cenozoic And The Initiation Of Antarctic Glaciation: Oxygen And Carbon Isotope Analyses, DSDP Sites 277, 279, 743-755.
- Shah M., Nader F.H., Dewit J., Swennen R. ve Garcia D., 2010. Fault-Related Hydrothermal Dolomites İn Cretaceous Carbonates (Cantabria, Northern Spain): Results Of Petrographic, Geochemical And Petrophysical Studies, Bull. Soc. Géol. Fr. 181, 4, 391-407.
- SHARP, I., 2010. Stratigraphic Architecture And Fracture-Controlled Dolomitization Of The Cretaceous Khami And Bangestan Groups: An Outcrop Case Study, Zagros Mountains, Iran. Geological Society, London, Special Publications, 329.1: 343-396.
- Sheppard, S.M.F. ve Schwarz, H.P., 1970. Fractionation Of Carbon And Oxygen Isotopes And Magnesium Between Metamorphic Calcite And Dolomite. Contrib. Mineral. Petrol., 26, 161-198.
- Sibley, D.F. ve Gregg, J.M., 1987. Classification Of Dolomite Rock Texture. Jour. Sedim. Petrol. 57, 967-975.
- Sibley, D.F., 1982. The Origin Of Common Dolomite Fabrics; Clues From the Pliocene. Journal Of Sedimentary Research 52, 1087–1100.
- Sibley, D.F., 1990. Unstable To Stable Transformations During Dolomitization. Journal Of Geology 98, 739–748.
- Sibley, D.F., Nordeng, S.H., Borkowski, M.L., 1994. Dolomitization Kinetics Of Hydrothermal Bombs And Natural Settings. Jour. Sedim. Res. 64, 630–637.
- Simms, M.A. 1984. Dolomitization By Groundwater-Flow Systems İn Carbonate Platforms. Gulf Coast Association Of Geological Societies, Transactions, 34: 41 1420.
- Smith And, T.D ve Dorobek, S.L., 1993. Alteration Of Early-Formed Dolomite During Shallow To Deep Burial: Mississippian Mission Canyon Formation, Central To Southwestern Montana. Bull. Geol. Soc. Am. 105, 1389-1399.
- Sperber, C.M., Wilkinson, B.H. ve Peacor, D.R., 1984. Rock Composition, Dolomite Stoichiometry, And Rock/Water Reactions In Dolomitic Carbonate Rocks. The Journal Of Geology 92, 609–622.
- Suzuki Y., Iryu Y., Inagaki S., Yamada T., Aizawa S. ve Budd D. A., 2006. Origin Of Atoll Dolomites Distinguished By Geochemistry And Crystal Chemistry: Kita-Daito-Jima, Northern Philippine Sea. Sed. Geol. 183, 181–202.

- Suzuki, Y., Iryu, Y., Inagaki, S., Yamata, T., Aizawa, S. ve Budd, D.A., 2006. Origin Of Atol Dolomites Distinguished By Geochemistry And Crystal Chemistry, Kita-Daito-Jima, Northern Philippine Sea. Sedim. Geol., 183, 181-202.
- Swart, P.K. ve Melim, L. A., 2000. The Origin Of Dolomites In Tertiary Sediments From The Margin Of Great Bahama Bank, Journal Of Sedimentary Research, V. 70, ss. 738-748.
- Swart, P.K., Cantrell, D.L., Westphall, H., Handford, C.R. ve Kendall, C.G., 2005. Origin Of Dolomite In The Arab-D Reservoir From The Ghawar Field, Saudi Arabia: Evidence From Petrographic And Geochemical Constraints, J. Sedim. Res., 75, 476-491.
- Şen, C., 2007. Jurassic Volcanism İn The Eastern Pontides: Is İt Rift Related Or Subduction Related, Tur. J. Earth Sci., 16, 523-539.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution Of Turkey, A Plate Tectonic Approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Taner, M.P., 1977. Etude Geologique Et Petrographique De La Region De Güneyce-İkizdere, Situee Au Sud De Rize (Pontides Orientales, Turquie). Ph.D. Thesis, Universite De Geneve, Switzerland, 180 s.
- Tanyolu, E., 1980. Pulur Masifi (Bayburt) Doğu Kesiminin Jeolojisi, MTA Dergisi, 108, 1-17.
- Taslı, K. 1991. Bayburt Yörelerinde Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Karbonat İstiflerinin Stratigrafisi Ve Mikropaleontolojik İncelemesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 221s., Trabzon.
- Taslı, K., 1984. İkisü (Gümüşhane) İle Hamsiköy Yörelerinin Jeolojisi Ve Berdiga Formasyonunun Biyostratigrafik Deneşirmesi, K.Ü., Fen Bil. Ens. MMLS Tezi, Trabzon (Yayınlanmamış).
- Taslı, K., Özer, E. Ve Yılmaz, C., 1999. Biostratigraphic And Environmental Enalysis Of The Upper Jurassic-Lower Cretaceous Carbonate Sequence In The Başoba Yayla Area (Trabzon, NE Turkey), Turk. Jour. Earth. Sci., 8, 125-135.
- Taslı, K., 1993. Micropaléontologie, Stratigraphie Et Environnement De Dépôt Des Séries Jurassiques À Faciès De Plate-Forme De La Région De Kale-Gümüşhane (Pontides Orientales, Turquie). Revue De Micropaléontologie, 36,1, 44-65.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980. Ünye-Ordu-Koyulhisar-Hafik Karaçayır Arasında Kalan Bölgenin Jeolojisi, M.T.A. Enst. Derleme Rapor No 6700, Yayınlanmamış, Ankara.
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical And Volcanic History Of The Gümüşhane Region, N. E. Turkey, Ph. D. Thesis, University Of London, U.C., Yayınlanmamış.

- Topuz, G. ve Altherr, R. 2004. Pervasive Rehydration Of Granulites During Exhumation– An Example From The Pulur Complex, Eastern Pontides, Turkey. *Mineralogy And Petrology*, 81,1-2, 165-185.
- Topuz, G., 2010. Carboniferous High-Potassium I-Type Granitoid Magmatism İn The Eastern Pontides: The Gümüşhane Pluton (NE Turkey), *Lithos*, Volume 116, Issues 1–2, 92-110.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H, Dokuz, A. ve Meyer, H. P., 2007. Variscan Amphibolite-Facies Metamorphic Rocks From The Kurtoglu Metamorphic Complex (Gümüşhane Area, Eastern Pontides, Turkey). *International Journal Of Earth Sciences* 96: 861-873.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M. ve Schwarz, W. H. 2004. Low-Grade Metamorphic Rocks From The Pulur Complex, NE Turkey: İmplications For The Pre-Liassic Evolution Of The Eastern Pontides. *International Journal Of Earth Sciences*, 93,1, 72-91.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Dokuz, A. ve Meyer, H.-P., 2007. Variscan Amphibolite-Facies Rocks From The Kurtoglu Metamorphic Complex (Gümüşhane Area, Eastern Pontides, Turkey), *International Journal Of Earth Sciences* (Geologische Rundschau), 96, 861–873.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Satır, M. ve Dokuz, A. 2005. Post-Collisional Plutonism With Adakite-Like Signatures: The Eocene Saraycık Granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contributions To Mineralogy And Petrology*, 150/4, 441-455.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W. H., Zack, T., Hasözbeğ, A. ve Şen, C. 2010. Carboniferous High-Potassium I-Type Granitoid Magmatism İn The Eastern Pontides: The Gümüşhane Pluton (NE Turkey). *Lithos*, 116,1-2, 92-110.
- Tucker, M.E., 1990. Dolomites and Dolomitization Models, M.E. Tucker, V.P. Wright (Eds.), *Carbonate Sedimentology*, Blackwell, Oxford.
- Tucker, M.E.ve Wright, V.P., 1992. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 ss.
- Turan, M., 1978. Şiran (Gümüşhane) Doğu Yöresinin Jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Yerbilimleri Fak. Jeoloji Müh. Böl., Trabzon, 59 S. Trabzon (Yayınlanmamış).
- Türk-Öz, E., 2015. Doğu Karadeniz Bölgesi Üst Kretase İstiflerinin Radyolarya Faunası Ve Biyostratigrafisi. Doktora Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Uğuz, M. F. 2011. Bilgin, A. Z., Tunçdemir, V., Erdem, Y., Atıcı, G., Sevin, M., Demirbağ, H., Evimen, Ö., Duygu, L., Mercan, M., Özden, A. U., Pekgöz, M., Gündoğdu, E. A., Beşter, B., Alkeveli, T., Ergen, A., Ulusoy, E., Gedik, T., Sofracioğlu, D. ve Çobankaya, S. Y. Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi (Bayburt-Gümüşhane-Trabzon), MTA, Ankara.

- Usdowski, E. 1989. Synthesis Of Dolomite And Magnesite At 60° C In The System Ca 2+-Mg 2+-Co 3 2--C1 2 2--H 2 O. *Naturwissenschaften*, 76, 374-375.
- Usdowski, E., 1994. Synthesis Of Dolomite And Geochemical Implications, In: B.H. Purser, M.E. Tucker And D.H. Zenger (Eds.), *Dolomites - A Volume In Honour Of Dolomieu*. *IAS Spec. Publ.* 21, ss. 345-360.
- Vahrenkamp, V. C., Swart, P. K. ve Ruiz, J., 1991. Episodic Dolomitization Of Late Cenozoic Carbonates In The Bahamas; Evidence From Strontium Isotopes. *Journal Of Sedimentary Research*, 61(6), 1002-1014.
- Vahrenkamp, V.C. ve 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.
- Vahrenkamp, V.C. ve Swart, P.K., 1994. Late Cenozoic dolomites Of The Bahamas: Metastable Analogues For The Genesis Of Ancient Platform Dolomites. In: Purser, B.
- Veizer, J., 1983. Chemical Diagenesis of Carbonates: Theory And Application Of Trace Element Technique, In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S., (Eds.), *Stable Isotopes In Sedimentary Geology*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course 10, 3-1-3- 100.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., And Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ And $\delta^{18}\text{O}$ Evolution Of Phanerozoic Seawater, *Chemical Geology*, V. 161, P. 59–88.
- Vincent, S. J., Guo, L., Flecker, R., Boudagher-Fadel, M. K., Ellam, R. M. ve Kandemir, R. 2018. Age Constraints On Intra-Formational Unconformities In Upper Jurassic-Lower Cretaceous Carbonates In Northeast Turkey; Geodynamic And Hydrocarbon Implications. *Marine And Petroleum Geology*, 91, 639-657.
- Von Der Borch, C.C. Ve Lock, D., 1979. Geological Significance Of Coorong Dolomites. *Sedimentology*, 23: 587-591.
- Wallace, M.W., 1990. Origin Of Dolomitization On The Barrow Terrace, Canning Basin, Western Australia. *Sedimentology*, 37, 105-122.
- Wanless, H.R., 1979. Limestone Response To Stress: Pressure Solution And Dolomitization. *J. Sedim. Petrol.*, 49, 437-462.
- Wanless, H. R. 1979. Limestone Response To Stress; Pressure Solution And Dolomitization. *Journal Of Sedimentary Research*, 49(2), 437-462.
- Warren, J. 2000. Dolomite: Occurrence, Evolution And Economically Important Associations”, *Earth-Science Reviews* 52, 1–81. Akdeniz, N., 1988, Demirözü Permiyen-Karboniferi ve Bölgesel Yapı İçindeki Yeri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 31, 71-80.

- Wendte, J., 1998. High-Temperature Saline (Thermoflux) Dolomitization Of Devonian Swan Hills Platform And Bank Carbonates, Wild River Area, West-Central Alberta. *Bulletin Of Canadian Petroleum Geology*, 46.2: 210-265.
- Whitaker, F.F. ve Smart, P.L., 1993. Circulation Of Saline Groundwaters İn Carbonate Platforms: A Review And Case Study From The Bahamas. In: A.D. Horbury And A.G. Robinson Editors Diagenesis And Basin Development. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Studies Geol.*, 36: 113-134.
- Whitaker, F.F., Smart, P.L., Vahrenkamp, V.C., Nicholson, H. ve Wogelius, R.A., 1994. Dolomitization By Nearnormal Seawater? Field Evidence From The Bahamas. In: B.H. Purser, M.E. Tucker And D.H. Zenger (Eds.), *Dolomites – A Volume İn Honour Of Dolomieu*. IAS Spec. Publ. 21, ss. 111-132.
- Wigley, T.M.L., Plummer, L.N.ve Pearson, F.J. Jr., 1978. Mass Transfer And Carbon Isotope Evolution In Natural Water Systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1117-1139.
- Wilson J. L., 1975. Carbonate Facies In Geological History. Newyork Springer Verlag Ss 471.
- Wilson, A. M., Sanford, W., Whitaker, F. ve Smart, P., 2001. Spatial Patterns Of Diagenesis During Geothermal Circulation İn Carbonate Platforms. *American Journal Of Science*, 301(8), 727-752.
- Wood, J. ve Hewett, T.A., 1982. Fluid Convection And Mass Transfer İn Porous Sandstones - A Theoretical Model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1707-1713.
- Wright, V. P. ve Tucker, M. E. 1990. Carbonate Sedimentology, Blackwell Scientific Publications, 482 s.
- Wu, Y. ve Wu, Z., 1998. Diagenetic Modification Of Dolomite İn Middle Ordovician Carbonates, Taiyuan City Area, China. *Sedim. Geology*, 116, 143-156.
- Xun, Z. ve Fairchild, I.J., 1987. Mixing Zone Dolomitization Of Devonian Carbonates, Guangxi, South China, In: Marshall, J.D., (Eds.), Diagenesis Of Sedimentary Sequences. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 36, 157-170.
- Yılmaz, A. 1989. Tectonic Zones Of The Caucasus And Their Continuations İn The Northeastern Part Of Turkey: A Correlation. *Mineral Research And Exploration Institute Of Turkey (MTA) Bulletin* 109, 89–106
- Yılmaz, C, 1992. Kelkit (Gümüşhane) Yöresinin Stratigrafisi, *Jeoloji Müh.* 40, 50-62.
- Yılmaz, C, 1995. Gümüşhane Bayburt Yöresindeki Alt Jura Çökellerinin Fasiyes Ve Ortamsal Nitelikleri (KD Türkiye), *Yerbilimleri*, 26, 119- 128.
- Yılmaz, C. 2002. Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 45,1, 141-165.

- Yılmaz, C. ve Kandemir, R. 2002. "Şenköy Formasyonu: Yeni Bir Formasyon Adlaması", 3. Stratigrafi Çalıştayı Bildiri Özleri, Ankara, 14.
- Yılmaz, C. ve Kandemir, R., 2006. "Sedimentary Records Of The Extensional Tectonic Regime With Temporal Cessation: Gümüşhane Mesozoic Basin (NE Turkey)". Geologica Carpathica 57 (1), 3–13.
- Yılmaz, Y., 1972. "Petrology And Structure Of The Gümüşhane: Granite And The Surrounding Rocks,. N.E. Anatolia". Ph. D. Thesis, Univ. Of London, 266 S.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç Can, S.ve Sengör, A.M.C., 1997. "Geology And Tectonic Evolution Of The Pontides". In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional And Petroleum Geology Of The Black Sea And Surrounding Region. Aapmemoir, Vol. 68. AAPG, Tulsa, ss. 183–226.
- Yücel, C., 2013. "Trabzon-Giresun Arasındaki Tersiyer Volkanitlerinin Petrografisi, Trabzon-Giresun Arasındaki Tersiyer Volkanitlerinin Petrografisi, ⁴⁰Ar-³⁹Ar Jeokronolojisi, Petrokimyası, Sr-Nd-Pb İzotop Jeokimyası Ve Petrolojisi", Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Yücel, C., Arslan, M., Temizel, I. ve Abdioğlu, E. 2014. Volcanic Facies And Mineral Chemistry Of Tertiary Volcanics İn The Northern Part Of The Eastern Pontides, Northeast Turkey: İmplications For Pre-Eruptive Crystallization Conditions And Magma Chamber Processes. Mineralogy And Petrology, 108,3, 439-467.
- Zempolich, W.G.ve Baker, P.A., 1993. "Experimental And Natural Mimetic Dolomitization Of Aragonite Ooids". Journal Of Sedimentary Petrology 63, 596–606.
- Zenger, D. H., 1972. "Significance Of Supratidal Dolomitization İn The Geologic Record". Geol. Soc. Am., Bull., 83, 1-12.
- Zenger, D.H., Dunham, J.B. ve Ethington, R.L., 1980. "Concepts And Models Of Dolomitization". SEPM Spec. Publ., 28, 320 ss.
- Zhao, H. ve Jones, B., 2012a. Origin Of Island Dolostones: A Case Study From The Cayman Formation (Miocene), Cayman Brac, British West Indies". Sedimentary Geology 243–244, 191–206.
- Zhao, H. ve Jones, B., 2012b. "Genesis Of Fabric-Destructive Dolostones: A Case Study Of The Brac Formation (Oligocene), Cayman Brac, British West Indies". Sedimentary Geology 267–268, 36-54.

ÖZGEÇMİŞ

19.04.1987 tarihinde Zonguldak'ta doğdu. İlk, orta öğrenimini Zonguldak'ta, lise öğrenimi Ordu'da tamamlayarak 2005 yılında Ünye Anadolu Lisesi'nden mezun oldu. Aynı yıl İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nü kazandı ve 2010 yılında mezun oldu. 2010 yılında İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mineraloji-Petrografi Bilim Dalı'nda Yüksek Lisans eğitimine başladı ve 2012 yılında başarıyla mezun oldu. 2013 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Genel Jeoloji Anabilim Dalı'na Öğretim Görevlisi Yetiştirme (ÖYP) programı kapsamında Araştırma Görevlisi olarak atandı ve bu yıl Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Genel Jeoloji Bilim Dalı'nda Doktora eğitimine başladı. Doktora tezinin önemli bir kısmını oluşturan 115Y005 nolu TUBİTAK (3001 programı) projesinde bursiyer ve 5160 nolu BAP projesinde ise araştırmacı olarak çalıştı. Yazar, doktoranın tezin son aşamasında Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TUBİTAK), Bilim İnsanı Destekleme Daire Başkanlığı (BİDEB) 2214/A-Yurt Dışı Doktora Sırası Araştırma Burs Programına ve uzun bir süreç sonunda doktora çalışmasını yurt dışında yürütmek üzere 6 aylık burs kazandı. Bu TUBİTAK projesi kapsamında Windsor Üniversitesi (ON, Kanada) ziyaretçi doktora öğrencisi olarak bulundu ve doktora araştırmalarının bir kısmını orada tamamladı. Doktora tezinin öncel verilerini çok sayıda ulusal ve uluslar arası bilimsel kongrelerde bildiri ve tam metin bildiri olarak sundu. Yazarın doktora tezinden ürettiği 'Geochemical characteristics of Late Jurassic-Early Cretaceous platform carbonates in Hazine Mağara, Gümüşhane (NE Turkey): Implications for dolomitization and recrystallization' başlıklı makalesi ise Canadian Journal of Earth Science (SCI) dergisinde yayınlanmak üzere 10.1139/cjes-2018-0168 doi numarası ile (<https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0168>) kabul aldı. Yazar evli olup, iyi derecede İngilizce bilmektedir.