

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**HATILDAĞ SAHASI (GÖYNÜK-BOLU) BİTÜMLÜ ŞEYLLERİN
DEPOLANMA ORTAMLARININ PALEOREDOKS ŞARTLARI VE REDOKSA
DUYARLI ELEMENTLERİN JEOKİMYASAL İNCELENMESİ**

Murad ÇİLSAL

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2016**

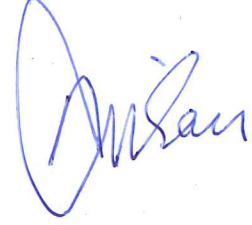
Her hakkı saklıdır

TEZ ONAYI

Murad ÇİLSAL tarafından hazırlanan “**Hatıldağ Sahası (Göynük-Bolu) Bitümlü Şeyllerin Depolanma Ortamlarının Paleoredoks Şartları ve Redoksa Duyarlı Elementlerin Jeokimyasal İncelemeleri**” adlı tez çalışması 23/12/2016 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : Prof. Dr. Ali SARI

Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı



Jüri Üyeleri :

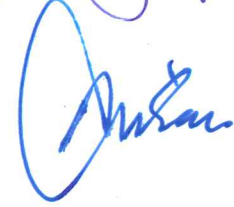
Başkan : Prof. Dr. Şükrü KOÇ

Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı



Üye : Prof. Dr. Ali SARI

Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı



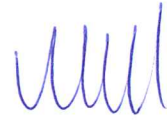
Üye : Prof. Dr. Turhan AYYILDIZ

Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı



Üye : Yrd.Doç. Dr. Nursel ÖKSÜZ

Bozok Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı



Üye : Yrd.Doç. Dr. Berna YAVUZ PEHLİVANLI

Bozok Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı



Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. İbrahim DEMİR
Enstitü Müdürü

ETİK

Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez içindeki bütün bilgilerin doğru ve tam olduğunu, bilgilerin üretilmesi aşamasında bilimsel etiğe uygun davrandığımı, yararlandığım bütün kaynakları atıf yaparak belirttiğimi beyan ederim.

23/12/2016

Murad ÇİLSAL

ÖZET

Doktora Tezi

HATILDAĞ SAHASI (GÖYNÜK-BOLU) BİTÜMLÜ ŞEYLLERİN DEPOLANMA ORTAMLARININ PALEOREDOKS ŞARTLARI VE REDOKSA DUYARLI ELEMENTLERİN JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

Murad ÇİLSAL

Ankara Üniversitesi
Fenbilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Ali SARI

Bu tez kapsamında Bolu-Göynük Hatıldağ sahasında yer alan bitümlü şeyllerin depolanma ortamları ile ihtiva ettikleri elementler jeokimyasal yöntemlerle incelenmiştir. Buna yönelik çalışma sahasından 5 adet ölçülü stratigrafik kesit (ÖSK) yapılmış olup toplamda 104 bitümlü kayaç numunesi çeşitli jeokimyasal analizlere tabii tutularak, içerdikleri ana ve iz element konsantrasyonları belirlenmiştir. Elde edilen bu veriler ışığında depolanma ortamının eşikli sığ bir deniz olduğu ve oksik-disoksik paleoredoks koşullarında kaldığı tespit edilmiştir. İncelenen örneklerin C_{org} ortalaması %4,6 olup, ana elementlerle herhangi bir ilişkisinin olmadığı, bunun yanında redoksa duyarlı bazı iz elementlerle (Sr, U, Mo, Se) pozitif bir ilişki sergilediği tespit edilmiştir. Ayrıca depolanma ortamının dolomitleşme etkisinde kaldığı, incelenen bitümlü örneklerde Ca ve Mg bakımından oldukça zengin olduğu belirlenmiştir. İz elementler bakımından ise W, As ve Se'un ortalama şeyle göre; 1-100 kat aralığında, Ni, Sc, Ba, Be, Co, Cs, U, V, Cu, Cd ve Sb'un 1-10 kat aralığında zenginleştiği belirlenmiştir. CIW, CIA, PIA, WIP ve V parametreleri kullanılarak incelenen örneklerin kaynak kaya kökeninin orta-güçlü günlenme etkisinde kaldığı sonucuna ulaşılmıştır.

Aralık 2016, 332 sayfa

Anahtar Kelimeler: Bitümlü kayaçlar, Hatıldağ sahası, iz element, paleoredoks, günlenme

ABSTRACT

Ph. D. Thesis

THE CONDITIONS OF PALEOREDOX OF BITUMINOUS SHALE DEPOSITIONAL ENVIRONMENT AND GEOCHEMICAL BEHAVIOURS OF ELEMENTS THAT ARE SENSIBLE TO REDOX IN HATILDAĞ (GÖYNÜK-BOLU) AREA

Murad ÇİLSAL

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Ali SARI

In this study the depositional environments and element concentrations of bituminous rocks in Hatıldağ area (Göynük-Bolu) are investigated by using the geochemical techniques. Five scaled stratigraphical column (SSC) are carried out and 104 bituminous samples were picked from study area. Some geochemical analyses were carried out for determining the major and trace element concentrations. In the light of the data obtained, the depositional environment was found out to provide the oxic-disoxic paleoredox conditions in a limited barrier shallow sea. Mean value of C_{org} is determined as % 4,6 and no any relations observed between the major elements and C_{org} . However, there is a positive relations between some trace elements (Sr, U, Mo, Se) and C_{org} are seen. In addition, due to effect of the dolomitization, Ca and Mg concentration are really rich in depositional environment. Besides this, W, As and Se are enriched between 1-100 times of average shale; Ni, Sc, Ba, Be, Co, Cs, U, V, Cu, Cd and Sb are enriched between 1-10 times of average shale. By using the parameters of CIW, CIA, PIA, WIP and V, the source rock origin is determined as moderate-strong weathering effects on samples.

December 2016, 332 pages

Key Words: Bituminous rocks, Hatıldağ area, trace elements, paleoredox, weathering

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Doktora programının başından sonuna kadar beni yalnız bırakmayan ve her türlü desteği sağlayan, görüş ve önerileri ile bu tezin şekillenmesine vesile olan danışmanım sayın Prof.Dr. Ali SARI (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) hocama çok teşekkür ederim.

Tez İzleme Komitesi üyesi olarak görüş ve önerileri ile tezime katkı veren sayın Prof.Dr. Şükrü KOÇ (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) ve Yrd.Doç.Dr. Nursel ÖKSÜZ (Bozok Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) hocalarıma,

Tezin format ve gelişimi hakkında katkılarından dolayı sayın Yrd. Doç.Dr.Derya KOCA (Batman Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) hocama, arazi çalışmalarındaki katkılarından dolayı sayın Dr. Uğur Erdem DOKUZ (Bozok Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı), Jeoloji Yüksek Mühendisleri Hilal ENGİN'e, Ekin ÖZAKAR, Sonay BOZKURT, Tuğcan YARICI, Zeynep DÖNMEZ, İrem İLBAY ve Okay ÇİMEN'e,

Tez Savunma jüri üyeleri sayın Prof.Dr. Turhan AYYILDIZ (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) ve Yrd.Doç.Dr. Berna YAVUZ PEHLİVANLI (Bozok Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) hocalarıma teşekkür ederim.

Bu tezin oluşması için proje ve lojistik destek sağlayan Türkiye Kömür İşletmeleri Kurumu'nun değerli yetkililerinede ayrıca teşekkür etmek istiyorum.

Beni doktora yapmam konusunda ısrarla teşvik eden değerli büyüğüm Dr.Erhan TİMUR'a teşekkürü bir borç bilirim.

En önemlisi beni manevi olarak destekleyen değerli eşim Refika ÇİLSAL'a ve çocuklarıma, değerli anneme ve rahmetli babama minnetlerimi sunarım.

Murad ÇİLSAL

Ankara, Aralık 2016

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAY SAYFASI

ETİK.....	i
ÖZET.....	ii
ABSTRACT	iii
ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR.....	iv
KISALTMALAR DİZİNİ	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
ÇİZELGELER DİZİNİ	xviii
1. GİRİŞ	1
1.1 Coğrafi Konum.....	1
2. KURUMSAL TEMELLER ve KAYNAK ÖZETLERİ	3
2.1 Önceki Çalışmalar.....	3
3. MATERYAL ve YÖNTEM.....	9
3.1 Bölgesel Jeoloji	10
3.2 Genel Jeolojik İncelemeler	11
3.2.1 Göynük civarının stratigrafisi.....	11
3.2.1.1 Soğukçam formasyonu (JKs)	15
3.2.1.2 Yenipazar formasyonu (Kye)	16
3.2.1.2.1 Üzümlü üyesi (Kyeü).....	18
3.2.1.2.2 Değirmenözü üyesi (Kyed)	18
3.2.1.2.3 Bayat üyesi (KyeB)	19
3.2.1.2.4 Taraklı üyesi (Kyet)	19
3.2.1.3 Selvipınar formasyonu (Tps).....	22
3.2.1.4 Kızılçay grubu (Tpek).....	24
3.2.1.4.1 Ağsaklar formasyonu (Tpeka)	28
3.2.1.4.2 Hatıladağ formasyonu (Tekh).....	31
3.2.1.4.3 Kabalar formasyonu (Tpekk)	33
3.2.1.5 Güvenç formasyonu (Teg)	35
3.2.1.6 Hançili formasyonu (Tmh)	36
3.2.1.7 Alüvyonlar (Qal).....	36
3.3 Hatıladağ (Bolu-Göynük) Çalışma Sahasından Alınan Ölçülü Stratigrafi Kesitleri.....	37
3.3.1 Kayalık Dere ölçülü stratigrafik kesiti (DH-ÖSK)	37
3.3.2 Harmancık Dere ölçülü stratigrafi kesiti (HD ÖSK)	48
3.3.3 Emzik Beleni stratigrafi kesiti (HE ÖSK).....	56
3.3.4 Karanlık Dere ölçülü stratigrafik kesiti (KD ÖSK).....	65
3.3.5 Doruk Tepe ölçülü stratigrafik kesiti (DT ÖSK).....	73
4. ARAŞTIRMA BULGULARI	88
4.1 İnorganik Jeokimyasal İncelemeler.....	88
4.1.1 Ana oksitler	88
4.1.2 SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -CaO diyagramları	94
4.1.3 P/Al-Mg/Al, Ca/Al-Mg/Al grafikleri.....	96
4.1.4 K ₂ O/Na ₂ O grafikleri	98
4.2 Çalışma Alanı Anaoksit Bileşen Miktarları ve Korelasyonları	102
4.2.1 SiO ₂ -Al ₂ O ₃ ve Fe ₂ O ₃ -Al ₂ O ₃ grafikleri.....	109

4.2.2 Na ₂ O-Al ₂ O ₃ ve K ₂ O-Al ₂ O ₃ grafikleri.....	111
4.2.3 MgO-Al ₂ O ₃ ve CaO-Al ₂ O ₃ grafikleri.....	112
4.2.4 TiO ₂ -Al ₂ O ₃ ve MnO-Al ₂ O ₃ grafikleri	114
4.2.5 Majör elementlerin Al ile normalizasyon grafikleri	116
4.2.6 K ₂ O, TiO ₂ , Fe ₂ O ₃ ile Al ₂ O ₃ ve Na/Al ile K/Al grafikleri.....	120
4.2.7 Mn/Al-Ca/Al grafikleri	124
4.2.8 Rb/Al- K/Al ve Cs/Al-K/Al diyagramları.....	125
4.2.9 K (%)-Rb (ppm) diyagramı.....	127
4.2.10 Bitümlü şeyl örneklerinin mineral yapısı.....	128
4.3 Element Zenginleşmeleri	130
4.3.1 Ana element zenginleşmeleri.....	130
4.3.2 İz element zenginleşmeleri.....	139
4.4 Hatıldağ Sahasındaki Element Zenginleşmelerinin Çeşitli Depolanma Ortamındaki Organik Maddece Zengin Kayaç Örnekleri ile Karşılaştırılması	152
4.5 Elementlerin Redoks Ortamındaki Davranışları.....	156
4.5.1 Demir (Fe)	156
4.5.2 Molibden (Mo).....	169
4.5.3 Uranyum (U).....	177
4.5.4 Selenyum (Se)	183
4.5.5 Mangan (Mn).....	189
4.5.6 Fosfor (P).....	195
4.5.7 Kadmiyum (Cd).....	201
4.5.8 Vanadyum (V)	205
4.6 Redoks Koşulları	210
4.6.1 Elementlerin redoks ortamlarındaki davranışları.....	212
4.6.2 C-S-Fe İlişkisi	214
4.6.3 Redoks koşullarının tespitinde kullanılan diğer parametreler	225
4.7 Detritik KökenTayini.....	253
4.8 Kaynak Alan, Aşınma Etkileri ve Tektonik Koşullar	257
4.8.1 Kimyasal günlenme indeksi (CIW)	261
4.8.2 Kimyasal alterasyon indeksi (CIA).....	263
4.8.3 Plajiolaz alterasyon indeksi (PIA)	266
4.8.4 Parker günlenme indeksi (WIP)	268
4.8.5 Vogt rezidüel indeksi (V)	271
4.9 Çalışma Alanına Malzeme Temin Eden Kaynak Alanların Tektonik Koşulları.....	273
5. TARTIŞMA ve SONUÇ	295
5.1 Tartışma	295
5.2 Sonuçlar	297
KAYNAKLAR	300
ÖZGEÇMİŞ.....	331

KISALTMALAR DİZİNİ

ABD	Amerika Birleşik Devletleri
ACM	Aktif kıtasal kenar (active continental margin)
AND	Andezit
BAS	Bazalt
C _{org}	Organik Karbon
CIA	Kıtasal ada yayı (continental island arc)
CIW	Kimyasal günlenme indeksi
DNA	Deoksiribo Nükleik Asit
DOP	Piritleşme Derecesi (Degree of Pyritization)
EF	Zenginleşme Faktörü
FEL	Felsik volkanik kayaç
HC	Hidro Karbon
ICP-ES	İndüktif olarak eşleştirilmiş plazma- yanma spektrometresi (Inductively coupled plasma- emission spectrometry)
ICP-MS	İndüktif olarak eşleştirilmiş plazma-kütle spektrometresi (Inductively coupled plasma-mass spectrometry)
İE	İz Element
NASC	Kuzey Amerikan Şeyl Kompozitleri (North American Shale Composite)
NTE	Nadir Toprak Elementleri
OC	Organik Karbon
OIA	Okyanusal ada yayı (oceanic island arc)
OM	Organik Madde
OMZ	Oksijen Minimum Zon
ÖSK	Ölçekli Stratigrafik Kesit
PAAS	Arkean sonrası Avustralya Şeylleri (Post-Archean Australian shales)
PI	Üretim İndeksi
PIA	Plajiyoklaz Alterasyon İndeksi
PM	Pasif kıtasal kenar (passive margine)
PHG	Fanerozoyik Granit
RNA	Ribo Nükleik Asit

TOC	Toplam Organik Karbon
TPAO	Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
UCC	Üst kıtasal kabuk
V	Vogt Rezidüel İndeksi
WIP	Parker günlenme İndeksi
ZF	Zenginleşme Faktör

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1	Çalışma alanına ait yer bulduru haritası	2
Şekil 3.1	Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz 1999) ve çalışma alanının yeri	11
Şekil 3.2	Çalışma alanına ait jeolojik harita (Yanılmaz vd. 1980, Şengüler 2012'den değiştirilerek alınmıştır).	13
Şekil 3.3	Çalışma alanına ait genelleştirilmiş stratigrafik kesit (Şengüler 2012'den değiştirilerek alınmıştır)	14
Şekil 3.4	Taraklı üyesini oluşturan kayaç litolojilerinin genel görünümü.....	21
Şekil 3.5	Kumtaşı seviyelerinin yakından görünüşü	21
Şekil 3.6	Kireçtaşı-marn ardalanmasının görünüşü.....	21
Şekil 3.7	Selvipınar formasyonuna ait kireçtaşlarının arazi görünümleri	23
Şekil 3.8	Selvipınar formasyonuna ait kireçtaşlarının arazi görünümleri	23
Şekil 3.9	Selvipınar kireçtaşlarının Kızılçay Grubuna ait birimlerle olan dokanağı.....	24
Şekil 3.10	Kızılçay Grubuna ait kayaç litolojilerinin arazi görünümleri.....	26
Şekil 3.11	Kızılçay formasyonu içerisindeki kumtaşı seviyesi	26
Şekil 3.12	Kumtaşı biriminde görülen kötü boylanma ve derecelenme	27
Şekil 3.13	Kızılçay Grubunun orta seviyelerinde görülen sarımsı kahverengi renkli, ince tabakalı, organik maddece zengin bitümlü şeyl seviyesi	27
Şekil 3.14	Kızılçay Grubunun orta seviyelerinin üstüne gelen yeşil, gri renkli çamurtaşı, kumtaşı, kiltası, marn ardalanması.....	28
Şekil 3.15	Ağsaklar formasyonuna ait çamurtaşı seviyesi	29
Şekil 3.16	15 m kalınlıklı kırmızı bordo-yeşil kumtaşı-marn ardalanması	29
Şekil 3.17	Kumtaşının yakından görünümü	30
Şekil 3.18	Pembe krem renkli kiltası ve yeşil marn ardalanması	30
Şekil 3.19	Kumtaşı içindeki makro fosiller	30
Şekil 3.20	Hatıladağ formasyonunun uzaktan görünümü	32
Şekil 3.21	Hatıladağ formasyonu içerisindeki bitümlü şeyllerin genel görünümü.....	32
Şekil 3.22	Kabalar formasyonu içerisindeki birimler	34
Şekil 3.23	Kayalık Dere ölçülü stratigrafik kesiti	39
Şekil 3.24	DH ÖSK'sında DH1, DH2, DH3 ve DH4 seviyeleri	42
Şekil 3.25	DH4-DH14 arası seviyelerden alınan örnekler.	42
Şekil 3.26	DH15, DH16, DH17 ve 9 m kalınlığındaki paket (DH18, DH19, DH20, DH21 seviyeleri), 9,5 m kalınlığında koyu gri-açık gri renkli dolomitli marn ardalanmalı seviye (DH25,DH26,DH27 ve DH28)	43
Şekil 3.27	DH25, DH26, DH27 ve DH28 örneklerinin alındığı seviyelerin yakından görünümü	43
Şekil 3.28	Koyu gri renkli dolomitli marn (DH29) ve koyu gri renkli bol organik maddeli dolomitli bitümlü marn (DH30)	44
Şekil 3.29	DH30-DH44 arası seviyeler	44
Şekil 3.30	DH45-DH59 arası seviyeler	44
Şekil 3.31	DH59-DH68 arası seviyeler	45

Şekil 3.32	DH68, DH70-DH74 arası seviyeler.....	45
Şekil 3.33	DH72 kilaşı, DH73 OM'li bitümlü marn ardalanmalı paket, DH74 OM'ce zengin bitümlü marn, OM'li bitümlü marn (DH76), marn (DH77) ve bitümlü marn (DH78).....	45
Şekil 3.34	Tabanda (DH79) ve tavanda (DH80) koyu gri renkli marn, bitümlü marn (DH81), marn (DH82), bitümlü marn seviyeleri (DH83, DH84).....	46
Şekil 3.35	Bitümlü marn (DH85), bitümlü marn (DH87), tabanda dolomitli marn (DH88), orta seviyede dolomitli kilaşı (DH89) ve üst seviyelerde dolomitli marn (DH90).....	46
Şekil 3.36	DH91-DH100 arası örneklerin alındığı seviyeler.....	46
Şekil 3.37	DH100-DH103 arası örneklerin alındığı seviyeler.....	47
Şekil 3.38	Dolomitli kilaşı (DH104), dolomitli bitümlü marn (DH105) ve DH106, DH107, DH108 ve DH109 nolu örneklerin alındığı yeşil gri renkli kilaşı-dolomitli marn ardalanmalı seviyeler	47
Şekil 3.39	Siyah bandlar halinde dolomitli bitümlü marn (DH110), dolomitli marn (DH111) ve beyaz renkli dolomitli marn (DH112) ve yeşil renkli kilaşı (DH113).....	47
Şekil 3.40	Harmancık Dere ölçülü stratigrafik kesiti (HD ÖSK).....	49
Şekil 3.41	20m kalınlığındaki paket içerisinde yer alan dolomitli marn (HD1), yeşil renkli marn (HD2) ve dolomitli marn (HD3) ardalanmalı seviyeler	51
Şekil 3.42	Dolomitli marn (HD4) ve marn ardalanmalı seviyeler.....	51
Şekil 3.43	Kırmızı renkli kilaşı-siltaşı (HD5-HD7), tabanda kırmızı renkli kilaşı (HD5) ve ince taneli siltaşı (HD6) seviyeleri	51
Şekil 3.44	Silisifiye kilaşı (HD7), petrol mavisi renkli dolomitli kilaşı (HD8), silisifiye kilaşı (HD9) ve dolomitli marn (HD10) ardalanmalı seviyeler.....	52
Şekil 3.45	HD9 ve HD10 tabakaları arasında yeşil renkli marn birimleri, 3,5m kalınlığında dolomitli marn ve marn ardalanmalı seviye (HD11)	52
Şekil 3.46	Dolomitli marn ve marn ardalanmalı seviye (HD12), gri marnların bulunduğu 30m'lik paket (HD13, HD14, HD15, HD16).....	52
Şekil 3.47	OM'li dolomitli bitümlü marn (HD17), dolomitli bitümlü şeyl (HD18), dolomitli marn (HD19) ve dolomitli kilaşı seviyeleri, dolomitli marn-dolomitli kilaşı (HD19,HD20), OM'li bitümlü şeyl-bitümlü dolomitli marn (HD21,HD22) ve dolomitli bitümlü şeyl seviyeleri (HD23).....	53
Şekil 3.48	Dolomitli bitümlü şeyl (HD24), OM'li bitümlü marn (HD25), OM'ce zengin bitümlü marn (HD26) ve en üst seviyede HD27 seviyesi	53
Şekil 3.49	5m kalınlığında sarımsı dolomitli marn (HD28), kahverenkli OM'li dolomitli bitümlü şeyl (HD29) ve yeşilimsi renkli marn (HD30) ardalanmalı seviye.....	54
Şekil 3.50	Bitümlü marn (HD32), OM'li bitümlü marn (HD33) ve bitümlü marn (HD34) ve bol fosilli marn (HD35), OM'li bitümlü marn (HD36), fosilli marn (HD37) ve OM'li bitümlü marn seviyeleri (HD38).....	55

Şekil 3.51	50m kalınlığında koyu yeşil-koyu gri renkli marn, 10-40cm tabaka kalınlıklı marn (HD39,HD40), dolomitli marn karbonat içeriği yüksek marn (HD41,HD42) ve dolomitli marn (HD43,HD44) ardalanmalı seviyeler	55
Şekil 3.52	Bol OM'li dolomitli bitümlü şeyl (HD45), dolomitli marn (HD46) ve OM'li dolomitli bitümlü marn ve bol OM'li dolomitli bitümlü marn (HD47, HD48) seviyeleri	55
Şekil 3.53	Laminalı görünüşlü dolomitli bitümlü şeyl (HD50) ve dolomitli bitümlü kireçtaşı (HD51) ardalanmalı seviye, 100m kalınlığında tabanda koyu yeşil renkli dolomitli marn, gri-koyu gri renkli dolomitli marn (HD52, HD53)	56
Şekil 3.54	Orta seviyelerde koyu yeşil renkli kilaşı, gri-koyu gri renkli dolomitli marn (HD54, HD55) ve üst seviyelerde koyu yeşil dolomitli marn ve gri-koyu gri renkli dolomitli marn (HD56, HD57) birimleri	56
Şekil 3.55	Emzik Beleni ölçülü stratigrafik kesiti (HE ÖSK)	59
Şekil 3.56	Gri renkli kilaşı (HE1) ve dolomitli marn (HE2) ardalanmalı seviye	61
Şekil 3.57	Dolomitli karbonatlı kilaşı (HE3) ve silisifiye dolomitli marn (HE4) ardalanmalı seviyeler	61
Şekil 3.58	Marn (HE5) ve dolomitli marn ardalanmalı seviyeler (HE6), HE5 ve HE6 örnekleri bu paketin tabanından, HE7 (yeşil renkli karbonatlı kilaşı) ve HE8 (koyu gri dolomitli marn) örnekleri	61
Şekil 3.59	Dolomitli marn (HE9) ve bitümlü dolomitli marn ardalanmalı paket 10 m kalınlığındadır. 30 m kalınlığında silisifiye kilaşı (HE11)- dolomitli marn ardalanmalı paket.	62
Şekil 3.60	Paketin üst seviyelerinden alınmış koyu yeşil renkli dolomitli marn (HE13), yeşil renkli dolomitli marn (HE14) ve krem renkli dolomitli marn örnekleri, 40m kalınlığında tabanda sarımsı renkli dolomitli marn (HE16), beyaz krem renkli dolomitli marn (HE17), orta seviyelerde yeşil renkli marn (HE18)-dolomitli marn (HE19)-dolomitli marn (HE20), üst seviyelerden dolomitli marn (HE21, HE22, HE23)	62
Şekil 3.61	Üst seviyelerden dolomitli marn (HE21, HE22, HE23) ve yeşil renkli marn (HE24), 15m kalınlığında tabanda kahverenkli zayıf OM'li bitümlü dolomitli marn (HE25), yeşil renkli marn (HE26) ve kahve renkli OM'li zengin dolomitli bitümlü şeyl (HE27) ardalanmalı seviyeler	63
Şekil 3.62	7 m kalınlığında kahve renkli bitümlü marn (HE32), koyu gri renkli bitümlü marn (HE34) ve aralarında 5-10cm kalınlıklı krem renkli marn (HE33) seviyeleri	63
Şekil 3.63	Krem renkli marn (HE33), 16 m kalınlığında krem renkli dolomitli marn (HE36), koyu gri renkli dolomitli marn (HE37) ve koyu yeşil renkli marn (HE38) seviyeleri.....	63
Şekil 3.64	4m kalınlığında ince taneli koyu gri-koyu yeşil renkli bol fosilli marn (HE39)-koyu yeşil renkli marn (HE40) ardalanmalı paket, 3m kalınlığında koyu gri renkli bol bitümlü marn (HE41)	64

Şekil 3.65	Koyu gri renkli bol gastropod fosilli bitümlü marn (HE42) seviyeleri.....	64
Şekil 3.66	50m kalınlığında yeşil renkli marn (HE44) ve koyu gri renkli düşük organik maddeli bitümlü marn (HE45) seviyeleri.....	64
Şekil 3.67	Karanlık Dere Stratigrafik Kesiti (KD ÖSK)	68
Şekil 3.68	Dolomitli marn (KD1), dolomitli bitümlü şeyl (KD2), dolomitli bitümlü şeyl (KD3), dolomitli marn (KD4) ve OM içerikli bitümlü şeyl aralanmalı seviyeler (KD5)	70
Şekil 3.69	Açıktan koyuya değişen renkte dolomitli marn seviyeleri (KD6-KD8)	70
Şekil 3.70	Dolomitli kıltaşı seviyeleri (KD9), açıktan koyuya değişen renkteki dolomitli marn seviyeleri (KD10-KD13)	71
Şekil 3.71	Dolomitli marn seviyeleri (KD15-KD17), şeyl-dolomitli marn aralanmalı seviyeler (KD19)	71
Şekil 3.72	Dolomitli marn seviyeleri (KD21-KD25-KD26)	71
Şekil 3.73	4m kalınlığında koyu yeşil renkli dol.marn (KD 27) ve krem renkli dol.marn (KD28).	72
Şekil 3.74	Dolomitli bitümlü marn (KD35) ve dolomitli marn (KD36) aralanmalı seviye, bitümlü marn (KD39)	72
Şekil 3.75	Marn (KD40) ve bitümlü marn (KD41), marn (KD43) ve bitümlü marn (KD44), bitümlü marn (KD 47)	73
Şekil 3.76	Doruk Tepe Stratigrafik Kesiti (DT ÖSK)	76
Şekil 3.77	Bitümlü şeyl (DT4), dolomitli marn (DT5), OM bandlı dolomitli silttaşı (DT6), bitümlü şeyl (DT7, DT8, DT9)	80
Şekil 3.78	DT10 ve DT11 seviyeleri	81
Şekil 3.79	(DT12, DT13) seviyeleri, bitümlü marn (DT14,DT15), koyu yeşil renkli karbonatlı marn (DT16), karbonatlı marn (DT17) ve dolomitli bitümlü şeyl (DT18).....	81
Şekil 3.80	Karbonatlı kıltaşı (DT19), bitümlü şeyl (DT20) ve bitümlü marn (DT21) seviyeleri, üst kısımlarda kıltaşı (DT22), bitümlü şeyl (DT23) ve bitümlü marn (DT24), OM'li bitümlü şeyl (DT25)	81
Şekil 3.81	Marn (DT26) ve koyu kahve koyu yeşil renkli kıltaşı (DT27).....	82
Şekil 3.82	Koyu kahve renkli bitümlü marn (DT28), koyu yeşil renkli kıltaşı (DT36)	82
Şekil 3.83	Bol organik maddeli bitümlü marn (DT37, DT38 ve DT39). koyu gri bitümlü marn (DT42) ara bandlar halinde marn (DT43)	82
Şekil 3.84	Fosilli marn (DT48) ve koyu gri marn (DT49), 2m kalınlığında koyu kahve koyu gri renkli OM'li bitümlü marn (DT50), bitümlü marn (DT51), bitümlü marn (DT52).	83
Şekil 3.85	Marn (DT53), OM'li bit.marn (DT54), marn (DT55) ve OM'li bit.marn (DT56).....	83
Şekil 3.86	Bol OM'li bitümlü marn (DT57 ve DT58), marn (DT59) ve marn, karbonatlı silttaşı aralanmalı seviyeler (DT60).	84
Şekil 3.87	Gri renkli bitümlü marn (DT61), bitümlü marn (DT62).	84
Şekil 3.88	Bitümlü marn (DT63, DT66).....	84
Şekil 3.89	DT70, DT71, OM'li bitümlü kıltaşı (DT73) ve kıltaşı seviyesi (DT74)	85

Şekil 3.90	Bitümlü dolomitli marn (DT76) ve bitümlü marn seviyesi (DT77) bitümlü kilaşı (DT78, DT79).....	85
Şekil 3.91	Bitümlü marn (DT80) ve dolomitli marn (DT81), bitümlü marn (DT82) bitümlü kilaşı (DT78) ve bitümlü kilaşı (DT79), bitümlü marn (DT80) ve dolomitli marn (DT81), bitümlü marn (DT82).....	85
Şekil 3.92	Koyu kahverenkli bitümlü marn (DT82), 3m kalınlığında koyu yeşil-gri renkli karbonatlı kilaşı (DT83).....	86
Şekil 3.93	Bol OM'li bitümlü şeyl (DT84, DT85).	86
Şekil 3.94	Dolomitli kilaşı (DT86) ve karbonatlı kilaşı (DT87), karbonatlı kilaşı (DT87), karbonatlı kilaşı (DT88).	86
Şekil 3.95	Kilaşı (DT89), bitümlü şeyl (DT90) ve karbonatlı kilaşı (DT91), bitümlü marn (DT96) ve 5cm arabandlı bitümlü şeyl (DT97)	87
Şekil 4.1	Hatıldağ sahası bitümlü kayaç örnekleri için Fe_2O_3/K_2O 'e karşılık Si_2O/Al_2O_3 diyagramı (Pettijohn vd. 1972).....	89
Şekil 4.2	Hatıldağ sahası ÖSK içindeki bitümlü kayaç örnekleri ortalamaları için Fe_2O_3/K_2O 'e karşılık Si_2O/Al_2O_3 diyagramı (Pettijohn vd. 1972).....	92
Şekil 4.3	Hatıldağ sahası tüm ÖSK bitümlü kayaç örnekleri ortalamaları için Fe_2O_3/K_2O 'e karşılık Si_2O/Al_2O_3 diyagramı (Pettijohn vd. 1972).....	94
Şekil 4.4	Bitümlü şeyl örnekleri için $SiO_2-Al_2O_3-CaO.2$ üçgen diyagramı (Brumsack 1989)	95
Şekil 4.5	Bitümlü şeyl örnekleri için P/Al ve Ca/Al ile Mg/Al karşılaştırmaları	96
Şekil 4.6	Kayalık Dere, Doruk Tepe, Harmancık Dere, Karanlık Dere ve Emzik Beleni ÖSK'sına ait K_2O/Na_2O oranları	99
Şekil 4.7	Çalışma Sahası ÖSK'larımızın K_2O/Na_2O ortalamalarının diğer ortamlarla olan karşılaştırılması	101
Şekil 4.8	PAAS, NASC, UCC ve şeyl ortalamasına göre Kayalık Dere ÖSK'sı örneklerin zenginleşmesi	107
Şekil 4.9	PAAS, NASC, UCC ve şeyl ortalamasına göre Doruk Tepe ÖSK'sı örneklerin zenginleşmesi	107
Şekil 4.10	PAAS, NASC, UCC ve şeyl ortalamasına göre Emzik Beleni ÖSK'sı örneklerin zenginleşmesi	108
Şekil 4.11	PAAS, NASC, UCC ve şeyl ortalamasına göre Harmancık Dere ÖSK'sı örneklerin zenginleşmesi	108
Şekil 4.12	PAAS, NASC, UCC ve şeyl ortalamasına göre Karanlık Dere ÖSK'sı örneklerin zenginleşmesi	109
Şekil 4.13	$SiO_2-Al_2O_3$ diyagramları	110
Şekil 4.14	$Fe_2O_3 - Al_2O_3$ diyagramları	110
Şekil 4.15	$Na_2O-Al_2O_3$ diyagramları	111
Şekil 4.16	$K_2O - Al_2O_3$ diyagramları	112
Şekil 4.17	Bitümlü şeyl örnekleri için $MgO-Al_2O_3$ ve $CaO-Al_2O_3$ diyagramları.....	113
Şekil 4.18	Bitümlü şeyl örnekleri için $TiO_2-Al_2O_3$ ve $MnO-Al_2O_3$ diyagramları.....	115
Şekil 4.19	Tabandan tavana Al ile normalleştirilmiş Kayalık Dere, Doruk Tepe ve Emzik Beleni ÖSK'sına ait majör oksit elementleri.....	117

Şekil 4.20	Tabandan tavana Al ile normalleştirilmiş Harmancık Dere ve Emzik Beleni ÖSK'sına ait majör oksit elementleri	119
Şekil 4.21	Kayalık Dere ÖSK'sında bitümlü kayalar için K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları.....	121
Şekil 4.22	Doruktepe ÖSK'sında bitümlü şeyl örnekleri için K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları.....	121
Şekil 4.23	Emzik Beleni ÖSK'sında bitümlü kayalar örnekleri için K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları.....	122
Şekil 4.24	Harmancık Dere ÖSK'sında bitümlü şeyl örnekleri için K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları.....	123
Şekil 4.25	Karanlık Dere ÖSK'sında bitümlü kayalar örnekleri için K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları.....	123
Şekil 4.26	Bitümlü şeyl örnekleri için Mn/Al 'e karşılık Ca/Al diyagramları	125
Şekil 4.27	Bitümlü şeyl örnekleri için K (%) ve Rb (ppm) karşılaştırılması.....	126
Şekil 4.28	Bitümlü şeyl örnekleri için K (%) ve Rb (ppm) karşılaştırılması.....	128
Şekil 4.29	Mg/Al 'e karşılık K/Al grafiği.....	129
Şekil 4.30	Mg/Al 'e karşılık K/Al grafiği (ÖSK ortalamaları).....	130
Şekil 4.31	Kayalıkdere ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmeleri.....	132
Şekil 4.32	Emzikbeleni ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmeleri.....	133
Şekil 4.33	Karanlıkdere ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmeleri.....	134
Şekil 4.34	Harmancık dere ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmeleri.....	135
Şekil 4.35	Doruktepe ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmeleri.....	136
Şekil 4.36	Majör oksitlerin ortalama şeyle göre zenginleşmeleri.....	137
Şekil 4.37	Doruk Tepe, Harmancık Dere ve Kayalık Dere ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmelerinin PASS, NASC ve UCC ortamlarına göre zenginleşmeleri.....	138
Şekil 4.38	Karanlık Dere ve Emzik Beleni ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmelerinin PASS, NASC ve UCC ortamlarına göre zenginleşmeleri.....	139
Şekil 4.39	Doruktepe ÖSK'sında iz elementlerinin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şeyle göre zenginleşmeleri.....	146
Şekil 4.40	Kayalıkdere ÖSK'sında iz elementlerinin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şeyle göre zenginleşmeleri.....	147
Şekil 4.41	Emzik Beleni ÖSK'sında iz elementlerinin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şeyle göre zenginleşmeleri.....	148
Şekil 4.42	Karanlıkdere ÖSK'sında iz elementlerinin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şeyle göre zenginleşmeleri.....	149
Şekil 4.43	Harmancıdere ÖSK'sında iz elementlerinin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şeyle göre zenginleşmeleri.....	150
Şekil 4.44	İz elementlerin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şeyle göre zenginleşmeleri.....	151

Şekil 4.45	İncelenen örneklerin, Peru Kıyısı, Namibiya çamurları, Akdeniz ve Karadeniz sapropelleri, C/T Demerara Rise ve Gubbio organikçe maddece zengin kayaçların ana ve iz element zenginleşme aralıkları.....	154
Şekil 4.46	Oksik şelften derin öksinik basen bölgelerde bulunabilen ince taneli silisiklastik ve sedimanter kayaçlarda demir türü özeti.....	157
Şekil 4.47	Oksik şelften öksinik basene reaktif demirin akış şeması (Raiswell ve Anderson 2005, Lyons ve Severmann 2006).....	158
Şekil 4.48	İncelenen bitümlü şeyl örneklerinin Fe/Al ve Mn/Al oranları	164
Şekil 4.49	Jeolojik zaman içerisinde Mo ve Mo/TOC zenginleşmesi.....	170
Şekil 4.50	Şematik sediman içerisindeki Mo döngüsü (Scott ve Lyons (2012)'dan değiştirilerek alınmıştır).....	171
Şekil 4.51	Çalışma alanı ÖSK'ların Mo/Al-C _{org} ilişkisi.....	176
Şekil 4.52	Çalışma alanı ÖSK'ların U/Al-C _{org} ilişkisi.....	182
Şekil 4.53	Selenyumun türleri ve doğal olarak oluşan dönüşümleri (Kulp 2002).....	184
Şekil 4.54	Çalışma alanı ÖSK'ların Se/Al-C _{org} ilişkisi	188
Şekil 4.55	Çalışma alanı ÖSK'ların Mn/Al-C _{org} ilişkisi.....	194
Şekil 4.56	P/Al-C _{org} korelasyon grafikleri.....	200
Şekil 4.57	Cd/Al-C _{org} korelasyon grafikleri	205
Şekil 4.58	V/Al-C _{org} korelasyon grafikleri	210
Şekil 4.59	Redoksa duyarlı elementlerin disoksik, anoksik, öksinik fasiyeslerdeki davranışları (Algeo ve Maynard 2004)	214
Şekil 4.60	Genel C _{org} -S-Fe ilişkisi (Dean ve Arthur, 1989; Arthur ve Sageman, 1994)	216
Şekil 4.61	Hatıldağ sahasına ait ÖSK'larda örneklerin kükürt-demir ve C _{org} üçgen diyagram ilişkileri	217
Şekil 4.62	Hatıldağ sahasına ait ÖSK'larda örneklerin S-Fe-C _{org} ilişkileri.....	219
Şekil 4.63.a.	Kayalıkdere ÖSK'sına ait örneklerin S-C _{org} , Fe ₂ O ₃ - C _{org} , S-Fe, S-C _{org} ilişkileri.....	222
Şekil 4.63.b.	Doruktepe ÖSK'sına ait örneklerin S-C _{org} , Fe ₂ O ₃ - C _{org} , S-Fe, S-C _{org} ilişkileri.....	222
Şekil 4.63.c.	Emzikbeleni ÖSK'sına ait örneklerin S-C _{org} , Fe ₂ O ₃ - C _{org} , S-Fe, S-C _{org} ilişkileri	223
Şekil 4.63.d.	HarmancıkdereÖSK'sına ait örneklerin S-C _{org} , Fe ₂ O ₃ - C _{org} , S-Fe, S-C _{org} ilişkileri	223
Şekil 4.63.e.	Karanlıkdere ÖSK'sına ait incelenen örneklerin S-C _{org} , Fe ₂ O ₃ - C _{org} , S-Fe, S-C _{org} ilişkileri	224
Şekil 4.63.f.	Tüm ÖSK örnek ortalamalarının S-C _{org} ilişkileri	224
Şekil 4.64.a.	Ni/Co oranlarına göre Karanlık Dere, Doruk Tepe ÖSK örneklerinin redoks koşulları	226
Şekil 4.64.b.	Ni/Co oranlarına göre Emzik Beleni ve Harmancık Dere ÖSK örneklerinin redoks koşulları	227
Şekil 4.64.c.	Ni/Co oranlarına göre Kayalık Dere ÖSK örneklerinin redoks koşulları ile tüm ÖSK örneklerinin ortalamaları	228
Şekil 4.65	V/Cr oranına göre çalışma sahası ÖSK'larının redoks koşulları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu	229
Şekil 4.66.a.	V/Sc oranına göre çalışma sahası ÖSK'larının redoks koşulları.....	233

Şekil 4.66.b. V/Sc oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks koşulları.....	234
Şekil 4.66.c. V/Sc oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks koşulları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu	235
Şekil 4.67 V/(V+Ni) oranına göre çalışma sahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu	237
Şekil 4.68.a. U/Th oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks koşulları	240
Şekil 4.68.b. U/Th oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks koşulları	241
Şekil 4.68.c. U/Th oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu	242
Şekil 4.69 Mo/Mn oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks Koşulları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu	243
Şekil 4.70 Çalışma alanı ÖSK'lerinin toplam S – C _{org} grafikleri ile tüm ÖSK S-C _{org} ortalamaları grafikleri	246
Şekil 4.71 V/Cr – Ni/Co oranına göre çalışma ahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu	247
Şekil 4.72 V/(V+Ni) - Ni/Co oranına göre çalışma sahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu	250
Şekil 4.73 Kayalık Dere ÖSK örneklerine ait elementlerin detritik-detritik olmayan yüzde miktarları	254
Şekil 4.74 Doruk Tepe ÖSK örneklerine ait elementlerin detritik-detritik olmayan yüzde miktarları	255
Şekil 4.75 Emzik Beleni ÖSK örneklerine ait elementlerin detritik-detritik olmayan yüzde miktarları	256
Şekil 4.76 Harmancık Dere ÖSK örneklerine ait elementlerin detritik-detritik olmayan yüzde miktarları	256
Şekil 4.77 Karanlık Dere ÖSK örneklerine ait elementlerin detritik-detritik olmayan yüzde miktarları	257
Şekil 4.78 Kayalık Dere, Doruk Tepe, Emzik Beleni, Harmancık Dere, Karanlık Dere ÖSK örneklerine ve tüm ÖSK örnek ortalamalarına göre günlenme indeks grafikleri	260
Şekil 4.79 Kayalık Dere, Doruk Tepe, Emzik Beleni, Harmancık Dere ve Karanlık Dere ÖSK örneklerinin CIW değerleri ile tüm ÖSK örneklerin ortalama CIW değerleri.....	262
Şekil 4.80 Kayalık Dere, Doruk Tepe, Harmancık Dere, Emzik Beleni ve Karanlık Dere ÖSK örneklerin CIA değerleri ile Tüm ÖSK örneklerin ortalama CIA değerleri.....	264
Şekil 4.81 Kayalık Dere, Emzik Beleni, Doruk tepe, Harmancık Dere ve Karanlık Dere ÖSK örneklerinin CIA ile Al ₂ O ₃ –(Na ₂ O + CaO*)– K ₂ O üçgen diyagramı (McLennan vd. 2003)	265
Şekil 4.82 Kayalık Dere, Doruk Tepe ve Emzik Beleni ÖSK örneklerinin (PIA) sonuçları	267
Şekil 4.83 Kayalık Dere, Doruk Tepe ve Emzik Beleni ÖSK örnekleri için Parker günlenme indeksi	269
Şekil 4.84 Vogt Rezidüel indeksine göre kesitlerin grafikleri.....	271
Şekil 4.85 Kayalık Dere ve Doruk Tepe ÖSK örneklerinin tektonik düzendeki konumları (Roser ve Korsch 1986).....	274
Şekil 4.86 Tektonik düzeni belirlemek için kullanılan diagramlar (Roser ve Korsch 1986)	275

Şekil 4.87	Major element kompozisyonları ile tektonik koşulları ayıran diyagram (Bathia 1983).....	277
Şekil 4.88	Major element kompozisyonları ile tektonik koşulları ayıran diyagram (Bathia 1983).....	278
Şekil 4.89	Tektonik düzeni belirlemek amacıyla ana ve iz element diyagramları (Bhatia ve Crook 1986).....	280
Şekil 4.90	İz elementler kullanılarak oluşturulan tektonik koşulları belirleyen üçgen diyagram (Bhatia ve Crook 1986).....	282
Şekil 4.91	ÖSK'lara ait iz elementler kullanılarak oluşturulan tektonik koşulları belirleyen üçgen diyagram (Bhatia ve Crook 1986).....	283
Şekil 4.92	K ₂ O'a karşılık Rb diyagramı (Floyd ve Leveridge 1987)	285
Şekil 4.93	TiO ₂ 'e karşılık Al ₂ O ₃ diyagramı.....	287
Şekil 4.94	ÖSK'lara ait Th'e karşılık Sc diyagramı	289
Şekil 4.95	Kaynak kompozisyonunun Th/Sc ve Zr/Sc'a göre belirlenmesi (McLennan vd. 1993, Roser 2000).....	291
Şekil 4.96	Cr'a karşılık Ni diyagramı ve ortalama şeyle göre zenginleşmeleri	293

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 4.1	Karanlıkdere ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları	102
Çizelge 4.2	Emzik Beleni ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları	103
Çizelge 4.3	Doruk Tepe ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları	104
Çizelge 4.4	Kayalık Dere ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları	105
Çizelge 4.5	Harmancık Dere ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları	106
Çizelge 4.6	İz element zenginleşme faktörleri	140
Çizelge 4.7	Ortalama şeyle göre güncel ve yaşlı upwelling, sapropel ve C/T siyah şeyllerdeki major ve iz element zenginleşmeleri	143
Çizelge 4.8	Ortalama şeye göre güncel ve yaşlı upwelling, sapropel ve C/T siyah Şeyllerdeki Major ve İz Element Zenginleşmeleri	143
Çizelge 4.9	İncelenen örneklerin, Peru kıyısı, Nabibya çamurları, Akdeniz ve Karadeniz sapropelleri, C/T Demerara yükseltisi ve Gubbiyo organik maddece zengin kayaçların ana ve iz element zenginleşmeleri	153
Çizelge 4.10	Fe/Al oranına göre depolanma ortamı redoks koşulunun belirlenmesi (Lyons ve Severmann 2006, Poulton ve Acnfield 2011, Poulton ve Raiswell 2002, Raiswell ve Canfield 1998, Raiswell vd. 2001)	159
Çizelge 4.11	İncelenen örneklerin Fe (%), Al (%), Mn(ppm), Fe/Al, Mn/Al değerleri	160
Çizelge 4.12	Çalışma alanına ait örneklerin Mo, Mo/Al, Mo _{EF} değerleri	173
Çizelge 4.13	Çalışma alanına ait örneklerin U, U/Al, U _{EF} değerleri	179
Çizelge 4.14	Çalışma alanına ait örneklerin Se, Se/Al, Se _{EF} değerleri	185
Çizelge 4.15	Çalışma alanına ait örneklerin Mn, Mn/Al, Mn _{EF} değerleri	191
Çizelge 4.16	Çalışma alanına ait örneklerin P, P/Al, P _{EF} değerleri	197
Çizelge 4.17	Çalışma alanına ait örneklerin Cd, Cd/Al, Cd _{EF} değerleri	202
Çizelge 4.18	Çalışma alanına ait örneklerin V, V/Al, V _{EF} değerleri	207
Çizelge 4.19	Depolanma ortamlarının redoks sınıflaması (Tyson ve Pearson 1991) ...	211
Çizelge 4.20	Çeşitli araştırmacıların kullandıkları element oranlarına göre paleoredoks ortamları	212
Çizelge 4.21	Redoks belirleyicilere göre çalışma ortamı ÖSK'larına ait redoks koşulları	253
Çizelge 4.22	Günlenme (weathering) profillerinin belirlenmesinde kimyasal günlenme indisleri (Price ve Velbel 2003)	259
Çizelge 4.23	CIW, CIA, PIA, WIP ve V günlenme indekslerinin incelenen kesitlerdeki ortalamaları	272
Çizelge 4.24	İncelenen örneklerin ve üst kıtasal kabuk Cr/V ve Y/Ni ortalamaları	294

1. GİRİŞ

1.1 Coğrafi Konum

İnceleme alanı Bolu ili, Göynük ilçesi sınırları içerisinde yer alan Hasanlar, Kabalar, Dağşeyhler ve Dağhacılar köyleri civarında yer almaktadır (Şekil 1.1). Göynük ilçesi yurdumuzun Batı Karadeniz bölgesinin 31. ve 41. enlem ve boylamları arasında yer almaktadır. Bolu ilinin güneybatısında yer alan Göynük ilçesinin doğusunu Mudurnu ilçesi, batısını Sakarya'nın Taraklı, kuzeyini Sakarya'nın Akyazı, güneyini Ankara'nın Nallıhan, Eskişehir'in Sarıcakaya ve Bilecik'in Yenipazar ilçeleri çevirmektedir. Ankara-Beyşehir-Nallıhan-Göynük karayolu üzerindeki Dedeler köyünden güneye gidilerek ulaşılabilen ve Adapazarı H25 b3 paftasında yer alan çalışma sahası Ankara'ya yaklaşık 200 km mesafededir.

Çalışma alanında yer alan başlıca yerleşim yerleri kuzeydoğu'da Ağsaklar ve Turgutlar köyleri; çalışma alanının orta bölümünde Kabalar, Dağhacılar ve Dağşeyhleri köyleridir. Çalışma alanının güneybatısında ise Hasanlar köyü yer alır. Çalışmaya konu olan bitümlü kayaçlara ismini veren Hatıldağ, çalışma alanının güneyinde yer alır.

Bu tez çalışmasının başlıca amacı Hatıldağ sahasında yer alan bitümlü kayaçların element içeriklerinin jeokimyasal yöntemlerle belirlenmesi, elementler arasındaki ilişkilerin araştırılması ve bunlara bağlı olarak organik maddece zengin kayaçlardaki iz elementlerin zenginleşme koşulları ve paleoortamsal şartların saptanmasıdır. Ayrıca çalışma sahasının provenans ve tektonik yapısı, bitümlü kayaçların incelenmesi yoluyla bu tez çalışması içerisinde yer alacaktır.

Çalışma alanında Üst Kretase, Paleosen ve Paleosen-Eosen yaşlı birimler yüzeylemektedir ve özellikle Kızılçay Grubuna ait Paleosen-Eosen yaşlı Selvipınar formasyonu, Ağsaklar formasyonu ve Hatıldağ formasyonu (bitümlü birimler) önemli yer tutmaktadır. Hatıldağ formasyonu çalışma sahasında yer alan bitümlü şeylleri içermektedir. Yeşil ve yeşilimsi gri marn, açık gri ve koyu gri renkli genellikle marn, ender olarak da kiltaşlarından oluşan formasyon içerisinde silisifiye bantlar gözlenebilmektedir. Hatıldağ formasyonu'nun bitümlü seviyesi istifin orta kısmında yer

alan açık kahverengi-bej renkli bitümlü kayaçlardan oluşur. Arada yer yer marn bantları da rastlanmaktadır (Şener ve Şengüler 1998).

Dünyada artan petrol fiyatları başta ABD olmak üzere diğer ülkeleri alternatif enerji arayışı içine sokmuştur. Bu yüzden özellikle organik maddece zengin kayaçlardan petrol ve doğal gazın yanı sıra bu kayaçlarda oldukça zengin bulunan bazı elementlerin çeşitli yöntemlerle zenginleştirilerek elde edilmesi yollarına gidilmiştir. Ülkemiz için henüz yeni olan bu çalışmalar ışığında bitümlü kayaçların alternatif enerji kaynağı olarak kullanılması üzerine çeşitli araştırmalar halen devam etmektedir. Bitümlü kayaçlar içerisinde yer alan ana, iz ve nadir toprak elementlerin (NTE) zenginleşme katsayılarının belirlenmesi ve maden yatağı olabilme ve işletilebilme özelliklerinin ortaya çıkarılması ülkemiz ekonomisine katkı sağlayacaktır.



Şekil 1.1 Çalışma alanına ait yer bulduru haritası

2. KURUMSAL TEMELLER ve KAYNAK ÖZETLERİ

2.1 Önceki Çalışmalar

Çalışma bölgesi Orta Sakarya bölgesinde granitoid, ofiyolit ve metamorfik kayaların bulunduğu alanda yer almaktadır. Bu bölgede çoğunlukla genel jeoloji ve jeokimyasal araştırmalar yapılmıştır. Çeşitli araştırmacılar tarafından Hatıldağ ve komşu sahalarda yapılmış olan bu çalışmalar aşağıda tarih sıralamasına göre özetlenmiştir:

Ziegler 1939, Hırka ve Karaköy bölgesindeki bitümlü şeylerde yaptığı çalışmada linyit ve bitümlü şeylerin yayılımı hakkında bilgi vermiş ve yaptığı analizler sonucunda bitümlü şeylerin küçük cepler şeklinde lagüner ortamda çökeldiğini ve sahil kesimine doğru bitümlü şey kalitesinin artabileceğini ileri sürmüştür.

Stchepinsky 1941, Beypazarı-Nallıhan-Bolu-Gerede’de yaptığı çalışmada çeşitli fasiyesleri ayırtlamış ve Neojen istifinin özellikle Beypazarı yöresinde geliştiğini ileri sürmüştür.

Abdüsselamoğlu 1956, Göynük–Mudurnu–Beydili bölgesinin jeolojisini inceleyerek, bölgenin detaylı 1/100.000 ölçekli jeolojik haritasını yapmıştır. Paleosen-Eosen yaşlı birimlerin bitümlü şeyl ve linyit içerdiğini belirtip, alttaki birimlerin üzerine diskordanslarla geldiğini ifade etmiştir.

Göktunalı 1963, Beypazarı linyitleri ile ilgili çalışmasında bölgenin 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritasını yapmış ve Neojen birimlerini 4 ayrı formasyon altında toplamıştır. Özellikle kömürlü seviyelerin kalınlık ve yayılımlarını ortaya koyan çalışmalar yapmışlardır.

Kalafatçioğlu ve Uysallı 1964, Beypazarı-Nallıhan-Seben civarının jeolojisini incelemiş ve 2400 km²’lik bir alanda Paleozoyikten Kuvaternere kadar devam eden istifi tanımlayarak bölgenin tektonik ve paleocoğrafik evrimi hakkında yorum yapmıştır.

Beseme 1967, Göynük (Bolu) ilçesindeki Kabalar senklinalinde yer alan bitümlü seviyelerin genel ve jeolojik etüdünü yapmıştır. Araştırmacı bu çalışmada Senomaniyen’de flişin çökelmiş olduğu bir jeosenklinalin varlığından söz etmekte, Eosende ise regresyon gelişimiyle bölgenin karasal karakter kazandığını belirtmektedir.

Altınlı 1973, Orta Sakarya’nın jeolojisini çalışmış ve bölgedeki formasyonları ayırtlamıştır.

Akarsu 1974, Göynük, Gölpazarı, Bolu, Nallıhan, Beypazarı bölgesi ve çevresindeki bitümlü şeyllerin jeolojik incelemesini yapmıştır. Ayrıca bu bölgenin petrol olanakları hakkında bilgi vermiştir.

Aziz 1976, Beypazarı Yeni Çayırhan-Karaköy arasındaki bölgenin jeolojisi ve bitümlü şeyl potansiyelleri hakkında yapmış olduğu çalışmada bitümlü şeyllerin ekonomik potansiyellerini ve rezervini belirlemiştir.

Saner 1978, Orta Sakarya’daki Üst Kretase-Paleosen-Eosen çökeltme ilişkilerini inceleyerek, Anadolu’da petrol aramalarındaki önemini yorumlamıştır.

Saner 1980, Mudurnu-Göynük havzasının fasiyes ayırtlanmasını yapıp, bu bölgenin paleocoğrafyası üzerine çalışmıştır.

Yanılmaz vd. 1980, Göynük (Bolu) bitümlü şist sahasının 1/10.000 ölçekli detaylı jeolojik haritasını yaparak formasyonları tanımlamışlardır. Bunun yanısıra bitümlü şist rezerv hesabına, kalite belirlenmesine ve işletme olanaklarının tespitine yönelik çalışmalar yapılmıştır.

Akkuş vd. 1982, Beypazarı – Çayırhan yöresinin jeolojisi ve bitümlü şeyl olanaklarını araştırarak, 850 kcal/kg ve üzerinde ısı değerine sahip 340 milyon ton görünür bitümlü şeyl rezervi tespit etmiştir.

Siyako 1983, çalışmasında Beypazarı kömürlü Neojen havzası ve çevresinin jeolojisini incelemiş ve ülke ekonomisine katkının ne yönde olabileceği konusunda yaklaşımlar

getirilmiş, ayrıca linyit kömürünün limnik bir havzada otokton olarak oluştuğu ileri sürülmüştür.

Okay 1984, Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklardan bahsetmiştir. Bunlar Sakarya zonunun temelini oluşturan Karakaya kompleksi, Tavşanlı ve Afyon zonları ve bunlarla yakın ilişkili olan Uludağ metamorfikleri ve ofiyolitlerdir. Bozüyük ve Söğüt çevresinde görülen granitlerin Karakaya metamorfik kompleksini keserek Triyas zamanında yerleştiği belirtilmiştir.

Meriç ve Şengüler 1986, Göynük (Bolu, KB Anadolu) çevresinde üst Kretase-Paleosen stratigrafisi üzerine çalışarak yeni görüşler sunmuşlardır.

Granit ve Şener 1987, Sarıcakaya (Eskişehir) ve Çamalan-Beydili (Ankara) bölgesinin jeolojisini çalışmış ve bitümlü şeyl olanaklarını araştırmışlardır.

Taka vd. 1988, Himmetoğlu (Göynük, Bolu) sahasının bitümlü şeyl olanaklarını incelemişlerdir. Sahadaki bitümlü şeyllerin büyük bir bölümü kömürün üzerinde yer aldığı ve sahada bulunan bitümlü şeyllerin genellikle şeyl ve marnlar içinde serbest halde bulunduğu ifade edilmektedir.

Kibici 1990, Sarıcakaya (Eskişehir) volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu üzerine çalışmalar yürüterek İç Batı Anadolu'da Eskişehir ili Sarıcakaya ilçesi civarında yüzeylenen volkanik kayalarda yapılan petrokimyasal incelemelerin yanı sıra bölgesel yayılımları araştırarak çevredeki benzerleri olan diğer volkanitlerle karşılaştırmalar yaparak, oluşumları ve kökenlerini incelemiştir.

Yağmurlu vd. 1990, Beypazarı-Nallıhan Neojen havzasının tektonik özellikleri ve yapısal evrimi konulu çalışmasında, Neojen havzasının tortul dolgu şeklinde olduğunu ve Neojen öncesi temel kaya topluluğunun havzanın kuzeyinde yer aldığını; ultrabazik, granitik ve metamorfik kayalardan oluşan Orta Sakarya kıtasının havzayı güneyden kuşattığını belirtmiştir.

Şeker ve Keskin 1991, Nallıhan – Mudurnu – Seben – Beypazarı arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol olanaklarını incelemiş ve Karakaya tipi bir temelin üzerine Mesozoik, Tersiyer ve Kuvaterner birimlerinin çökeldiğini ifade etmiştir.

Şener ve Sengüler 1991, “Beypazarı bitümlü marnlarının jeolojisi ve ekonomik kullanım alanları” konusunda yaptığı çalışmalarında bölgedeki bitümlü şeyller yalnızca organik içerikleri açısından değerlendirmiştir.

Altınar ve Koçyiğit 1992, Kuzeybatı Anadolu’nun güneyinin Jura-Alt Kretase stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi konulu çalışmalarında dört ana stratigrafik seriden bahsetmiştir. Bunlardan Bursa-Bilecik serisinin Bozüyük (Eskişehir) alanında Jura yaşlı birimler çalışılmıştır.

Şener ve Şengüler 1992, Hatıldağ (Göynük, Bolu) bitümlü şeyl sahasının jeolojisi ve teknolojik kullanım olanaklarını incelemiştir. Sahada ekonomik petrollü şeyl zonu belirlenerek, petrol potansiyeli ve açılan kuyu verilerine göre toplam rezerv miktarları hesaplanmıştır.

Şener 1993, Neojen yaşlı Himmetoğlu bitümlü şeyl sahasının litostratigrafik ve tektonik özellikleri üzerine çalışmıştır.

Şener ve Şengüler 1998, Hatıldağ (Göynük, Bolu) bitümlü şeyllerin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal karakteristiklerini inceleyerek, organik karbon ve iz element zenginleşmelerini korele etmiştir.

Özçelik 2002, Beypazarı (Ankara) kuzeyinde bulunan Miyosen yaşlı bitümlü birimlerin organik jeokimyasal özelliklerini çalışmıştır.

Gülbay ve Korkmaz 2005, araştırmasında Beypazarı bitümlü şeylerinde Pr/Ph oranları 0.14 olarak hesaplamış olup, bu değerler anoksik bir ortamı işaret etmektedir. Bu çalışmada Beypazarı bitümlü şeyllerinin, anoksikliğin yüksek olduğu ileri sürülmüştür. Malzemeler tuzlu ve çoğunlukla algal organik maddece, çok az oranda da

karasal organik madde girdisinin olduğu gölssel bir çökelme ortamını yansıttığı sonucuna varılmıştır.

Yeşiladalı vd. 2005, Himmetoğlu havzası'ndaki (Göynük, Bolu) kömür ve bitümlü şeyllerin çökelmesine ve organik maddenin önemli miktarlarda korunmasına elverişli paleoortam koşullarını değerlendirmişlerdir. Çalışmada hümik kömür ve karasal organik maddece zengin kesimin oksik bir gölde, sapropelik organik maddece zengin kesimin ise kapalı ve su derinliği değişken anoksik-disoksik bir göl ortamında çökeldiğı sonucuna varmıştır.

Sarı ve Aliyev 2005, Paleosen yaşlı Kabalar formasyonu (Göynük, Bolu) bitümlü şeyllerinin kaynak kaya potansiyelinin tespiti amacıyla organik jeokimyasal çalışmalar yürütmüştür.

Sarı ve Aliyev 2006, Nallıhan (Ankara) civarında yapmış oldukları çalışmada bitümlü şeyllerin organik jeokimyasal özelliklerini incelemiş ve birimin HC potansiyelini yorumlamıştır.

Koralay vd. 2007, Afsaklar yöresindeki (Göynük/Bolu) bitümlü kayaçların organik jeokimyasal incelemesini yapmışlardır.

Koralay vd. 2008, Afsaklar civarı (Göynük/Bolu) bitümlü kayaçlarında organik karbon ve iz element zenginleşmelerini araştırmıştır.

Sarı ve Geze 2008, Miyosen yaşlı Himmetoğlu formasyonu (Göynük/Bolu) organik kayaçlarının, organik jeokimyasal yönden inceleyerek Himmetoğlu formasyonunun, potansiyel kaynak kaya açısından yeterli organik madde içeriğine sahip olduğunu, ayrıca formasyona ait bitümlü şeyl ve kömürlerin çok iyi ve mükemmel kaynak kaya potansiyeli taşıdığını tespit etmiştir.

Koca ve Sarı 2010, Akkuyu formasyonu (Orta Toroslar) içerisinde yer alan denizel kaynak kayalarda ana ve iz element zenginleşmelerini incelemiştir.

Sarı ve Koca 2012, Jura - Kretase yaşı Akkuyu formasyonunun (Orta Toroslar/Türkiye) provenans, tektonik ve redoks koşullarını belirlemesine yönelik çalışma yapmıştır.

Sarı vd. 2012, Tarasçı formasyonu (Orta Toroslar) içerisinde yer alan organik maddece zengin kayalarda ana ve iz element zenginleşmelerini incelemiştir.

Sarı vd. 2014, Miyosen yaşı Hançili formasyonu (Dodurga/Çorum) Bitümlü Kayaçlarındaki Element Zenginleşmelerini araştırmıştır.

Sarı vd. 2015, Hatıldağ sahasında yer alan Kabalar formasyonu bitümlü kayaçlarındaki element zenginleşmelerinin belirlenmesi ve ekonomik açıdan maden yatağı olabilirliğini araştırmıştır.

Sarı vd. 2015, Göynük Kabalar formasyonundaki bitümlü şeyllerin hidrokarbon potansiyeli, mineral matriks etkileri ve petrol-gaz potansiyelinin değerlendirilmesini yapmıştır.

Sarı vd. 2015, Nallıhan Çamalan formasyonundaki Paleosen-Eosen yaşı bitümlü şeyllerin kaynak kaya potansiyeli, matriks etkileri ve gaz petrol potansiyelinin belirlemesine yönelik çalışmalar yapmıştır.

Sarı vd. 2016, Nallıhan (Orta Anadolu baseni) Eosen yaşı bitümlü şeyllerin kaynak kaya karakteristiklerinin ve redoks koşullarının kaynak kaya potansiyeline olan etkilerinin tespitine yönelik çalışmalar yapmıştır.

Koç vd. 2016, Bolu, Göynük sahasındaki Hatıldağ petrolü şeyllerin depolanma ortamlarını kontrol eden faktörler ile iz ve radyoaktif element değişimlerinin tespitine yönelik çalışmalar gerçekleştirmiştir.

3. MATERYAL ve YÖNTEM

Bu çalışmada Hatıldağ sahasında yer alan organik maddece zengin kayaçlardaki element zenginleşmeleri, paleoredoks koşulları ve kaynak kaya provenans ve tektonik yapının belirlenmesine yönelik bulgular tespit edilmeye çalışılmıştır.

Arazi çalışmaları 2010 yılında Göynük civarında bulunan Üst Kretese yaşlı birimlerin (Yenipazar formasyonu) üzerine yanal ve düşey geçişli olarak gelen Paleosen-Eosen yaşlı birimlerden (Selvipınar formasyonu, Ağsaklar formasyonu ve Hatıldağ formasyonu) biri olan Hatıldağ formasyonu içerisinde yapılmıştır. Hatıldağ formasyonunun iyi mostra vermiş bölümlerinden 5 adet ölçülü stratigrafik kesit (ÖSK) yapılmıştır. Bu ÖSK'lar; Kayalık Dere ÖSK (DH), Doruk Tepe ÖSK (DT), Emzik Beleni ÖSK (HE), Harmancık Dere ÖSK (HD) ve Karanlık Dere ÖSK (KD) olarak adlandırılmıştır. Her ÖSK'dan sistematik olarak örnekler derlenmiştir. Bu kapsamda DH ÖSK'sından 113 adet, HD ÖSK'sından 57 adet, HE ÖSK'sından 45 adet, KD ÖSK'sından 47 adet ve DT ÖSK'sından ise 100 örnek derlenmiştir.

Organik madde içeren toplamda 5 adet ÖSK'ya ait 104 adet bitümlü örneğe TPAO Araştırma Laboratuvarları'nda Rock-Eval VI cihazı ile proliz analizi yapılmıştır. Buna göre ÖSK'larımızdaki maksimum, minimum ve ortalama TOC değerleri sırasıyla şu şekildedir: (DH)_{max} % 8,25 (DH)_{min} % 0,40 (DH)_{ort} % 3,76; (DT)_{max} % 11,91 (DT)_{min} % 0,22 (DT)_{ort} % 5,64; (HE)_{max} % 8,39 (HE)_{min} % 2,23 (HE)_{ort} % 5,14; (HD)_{max} % 9,41 (HD)_{min} % 0,65 (HD)_{ort} % 4,68; (KD)_{max} % 13,23 (KD)_{min} % 0,20 (KD)_{ort} % 3,82.

Havzadaki element zenginleşmelerinin daha iyi belirlenebilmesi için bitümlü kayaçlar ve bitüm içermeyen kayaçlar ayrı ayrı element analizlerine tabii tutulmuştur. Ağat havanda toz haline getirilen örneklerin inorganik jeokimyasal incelemeleri Acme Analytical Laboratories Ltd (Kanada)'da ICP-ES (ICP emission spectrometry) ve ICP-MS (ICP mass spectrometry) teknikleri ile yapılmıştır. ICP-ES yöntemi ile 104 adet bitümlü örnekte ana ve iz element konsantrasyonları tespit edilmiştir.

Yine, 104 adet örnek için toplam sülfür, toplam karbon ve inorganik karbon değerleri Leco cihazıyla Acme Analytical Laboratories Ltd.'de gerçekleştirilmiştir. Elde edilen

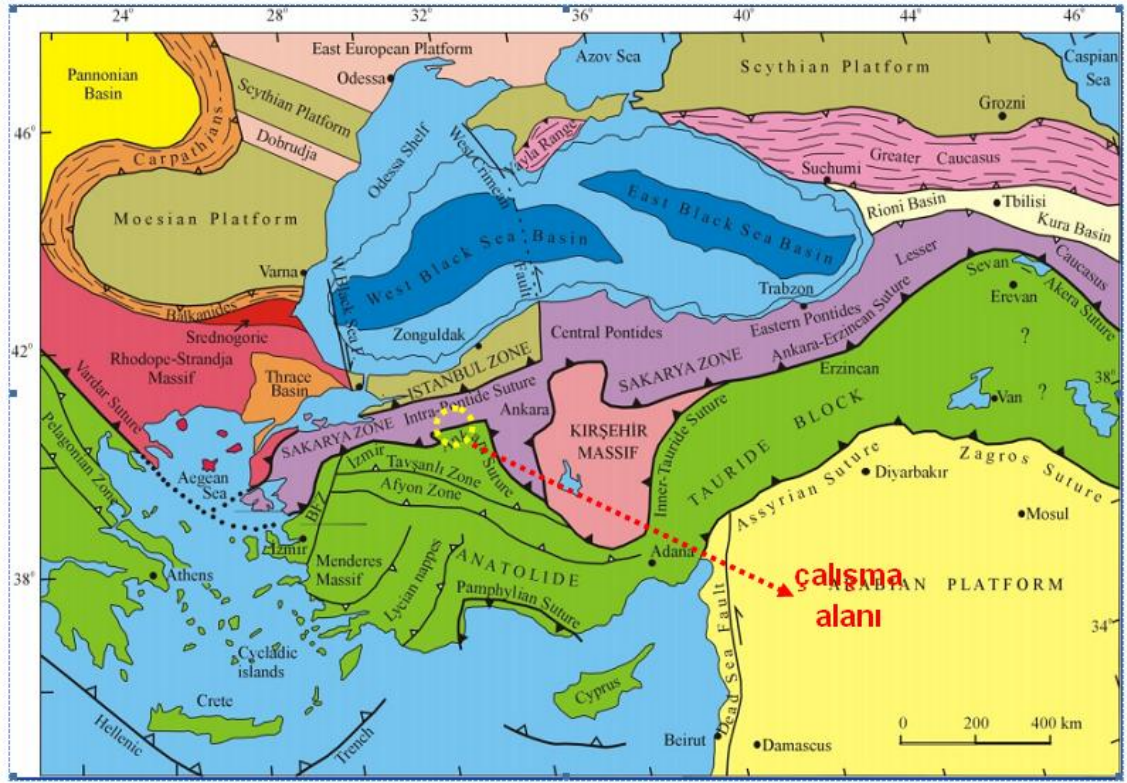
element bollukları kayaçlar bazında karşılaştırılarak yorumlanmış, ayrıca korelasyon katsayıları hesaplanarak jeokimyasal davranışları incelenmiştir.

3.1 Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanı Pontid'lerin batı kesiminde ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey kesiminde bulunmaktadır. Bu bölgede Bolu Masifi'nin temelini oluşturan, Prekambriyen-Mesozoyik aralığında değişen magmatik, metamorfik ve sedimanter kayaç grupları yer almaktadır. Bölgede Prekambriyen yaşlı kristalin kayaçlar üzerinde yer alan Paleozoyik yaşlı seriler genellikle metamorfik olup, kırıntılı ve karbonatlı kayaç gruplarından oluşmaktadır. Çalışma alanının yakın yöresinde Mesozoyik yaşlı birimler genel olarak yaygın biçimde melanj ve kısmen de fliş birimleri ile temsil edilmektedir.

Senozoyik yaşlı seriler ise bu yörede yer yer fliş fasiyesinde gözlenen Paleosen yaşlı karbonatlı kayaçlar ile volkanik, kırıntılı ve karbonatlı fasiyesler türünde gelişmiş olan ve yer yer kömür içeren Eosen yaşlı kayaçlardan ve Neojen yaşlı gölsel, kırıntılı sedimanlardan oluşmaktadır (Cerit 1990). İnceleme alanı İstanbul ve Sakarya zonlarının bindirmeli tektonik yapıyla bir araya geldiği bir bölgede yer almaktadır (Şekil 3.1).

Çalışma alanı içinde yapısal unsurların genel gidişi KD-GB doğrultusundadır. Bu durum bölgedeki sıkışmanın KB-GD yönlü olduğunu gösterir. Adı geçen zonlar ilk olarak Üst Kretase sonunda bir araya gelmişlerdir. Üst Kretase-Eosen tektonik süreçleri sonucunda oluşan faylar ters fay, bindirme fayı ve oblik fay olarak görülür. Ters fay ve bindirme fayı KD-GB doğrultusunda iken eğim atımlı ve doğrultu atım karakterli oblik faylar KB-GD doğrultuludur. Bindirme hareketleri Miyosen sonuna kadar tekrarlanarak devam etmiştir.



Şekil 3.1 Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz 1999) ve çalışma alanının yeri

3.2 Genel Jeolojik İncelemeler

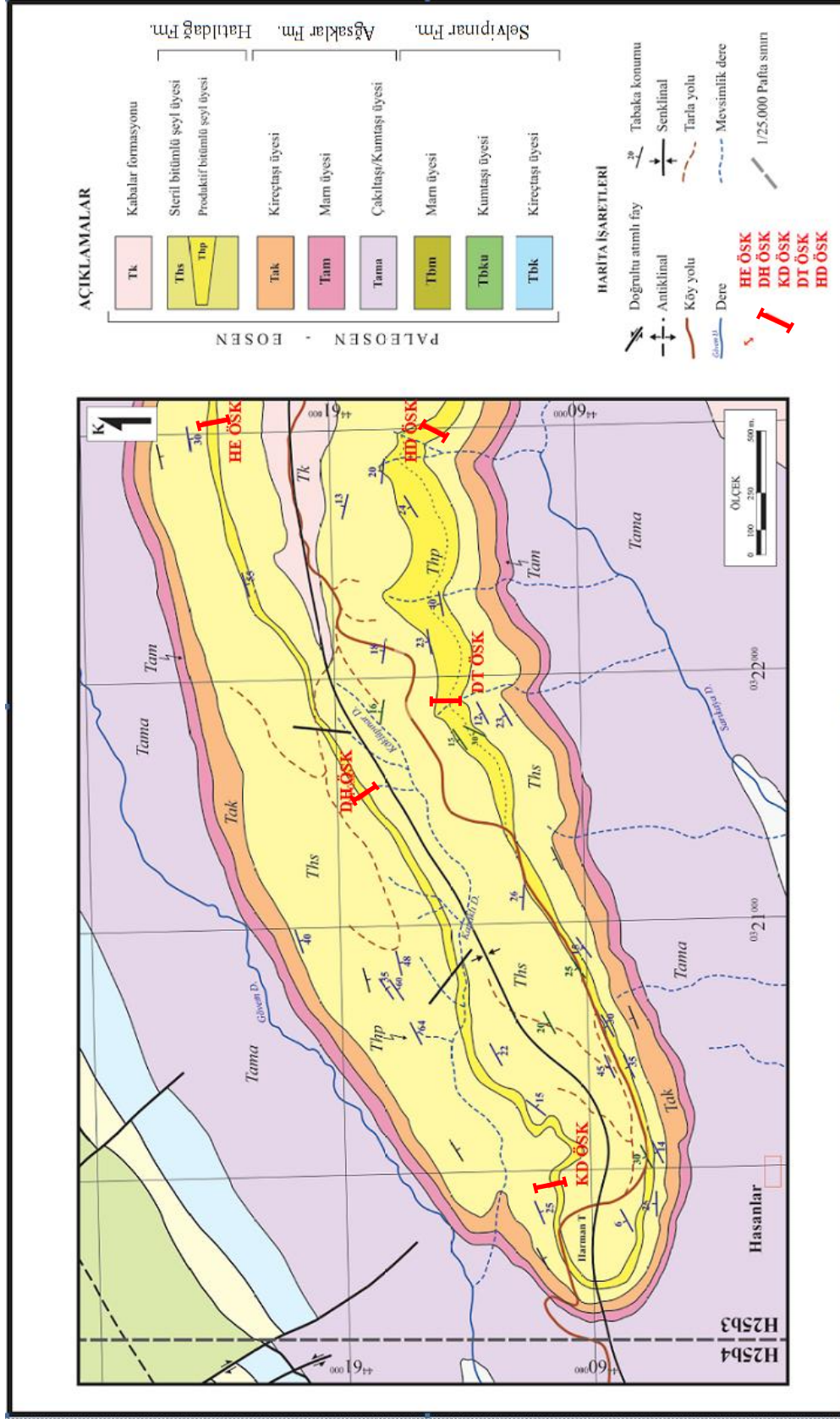
3.2.1 Göynük civarının stratigrafisi

İnceleme alanının temel birimlerini Jura-Üst Kretese yaşlı Soğukçam formasyonu ile Üst Kretese yaşlı Yenipazar formasyonu oluşturmaktadır. Yarı pelajik, çörtlü kireçtaşı ve kalsitürbitid birimlerden oluşan Soğukçam formasyonunun üzerine Üst Kretese yaşlı, fliş karakterindeki Yenipazar formasyonu gelmektedir. Üst Kretese'nin sonunda bölgede denizin çekilmeye başlamasıyla üste doğru taneleri irileşen ve sıkı deniz fosilleri (Pecten Alectryonia, Exogyra, Cyclites, Gastropod, Ekinit ve Ammonit (Saner 1977)) içeren kumtaşı seviyelerinin oluşturduğu Taraklı üyesi çökelmiştir. Denizin çekilmesi Paleosen ve Eosen başlarında da devam etmiş, bunun sonucu Paleosen'de resifal Selvipınar kireçtaşları çökelmiştir. Bu çökellerin üzerine bir uyumluluk ile içerisinde çakıltaşı/kumtaşı, marn ve kireçtaşları üyelerine sahip Orta Paleosen-Üst Paleosen yaşlı Ağsaklar formasyonu gelmiştir. Paleosen-Eosen arasındaki geçiş süresinde denizin

sığlaşmasına bağılı olarak gelişen lagünlerde ve kısmen korunaklı sığ denizel şartlarda renkleri gri, açık kahverengi ile koyu kahverengi arasında değişen yoğun bitümlü şeyl ve bitümlü marn çökelimleri gerçekleşmiştir (Hatıldağ formasyonu). Eosen ortalarına gelindiğinde deniz tamamen çekilmiş ve yerini karasal oluşuklara (Kabalar formasyonu) bırakmıştır. Eosen sonlarına doğru içerisinde Nummulitesli kireçtaşı, konglomera, kumtaşı ve marn tabakalarını ihtiva eden Güvenç formasyonu bir diskordans ile Kabalar formasyonu üzerinde yer almıştır. Miyosen başlarında ise bölgede oluşan gölde kömür ve bitümlü şeyller çökelmiştir (Hançili formasyonu). Üst Miyosen döneminde bu göl dolarak yerini nehir ve karasal ortam çökellerine bırakmıştır.

Miyosen sonundaki yapısal olaylar bölgede düzenli ve genellikle simetrik kıvrımlar oluşturmuştur. Bölgedeki faylar doğu-batı uzanımlı olarak gelişmiştir. Çalışma alanının kuzeyinde yer alan Bölücekova ve Çayköy'den geçen doğu-batı uzanımlı ters fay ile Paleosen yaşlı Selvipınar kireçtaşları Ağsaklar formasyonu üzerine, sahanın güneyinden geçen doğu-batı uzanımlı diğer bir ters fay ile de Kretase yaşlı Yenipazar formasyonu, Taraklı üyesi ve Ağsaklar formasyonu üzerine bindirmiştir. Bu iki fay arasında kalan diğer faylar arazide gözlenemeyen faylar olup, jeofizik ve sondaj çalışmaları sonucunda tespit edilmiştir (Taka 1988).

Çalışma sahasında yer alan formasyonları gösteren jeoloji haritası şekil 3.2, genelleştirilmiş stratigrafik kesiti ise şekil 3.3'de verilmiştir.



Şekil 3.2 Çalışma alanına ait jeolojik harita (Yanılmaz vd. 1980, Şengüler 2012'den değiştirilerek alınmıştır)

MESOZOYİK										SENZOYİK	
ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	GRUP	FORMASYON	ÜYE	SİMGE	KALINLIK(m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	
MESOZOYİK	KRETASE	KUVATERNER			ALÜVYON		Qal	50		Alüvyon UYUMSUZLUK	
		TERSİYER	MİYOSEN			HANÇİLİ		Tmh	100-		Kumtaşı, kiltası, killi kireçtaşı, çört, tüfit UYUMSUZLUK
			EOSEN	LÜTESİYEN		GÜVENÇ		Teg	150-200		Nummulitesli kireçtaşı, konglomera, kumtaşı, marn UYUMSUZLUK
						KABALAR		Tekd	250-		Kumtaşı, marn, kireçtaşı
			PALEOSEN	Üst	KIZILÇAY (Tpek)	HATILDAĞ	SİTERİL BİTÜMLÜ ŞEYL	Tekh	250-300		Yeşil ve yeşilimsi marn, killi kireçtaşı, kumtaşı, bitümlü şeyl, bitümlü marn
							PRODUKTİF BİTÜMLÜ ŞEYL				
				Orta	AĞSAKLAR	KİREÇTAŞI	Tpeka	250-300		Konglomera, kumtaşı, silttaşı	
			MARN								
			ÇAKILTAŞI /KUMTAŞI								
			ALT	SELVİPINAR	KRC./MARN KUM./MARN KİREÇTAŞI	Tps	100		Resifal kireçtaşı		
			ÜST	MAASTRIHTİYEN	YENİPAZAR (Kye)	TARAKLI	Kyet	100-300		Kumtaşı, konglomera, marn, kireçtaşı	
						BAYAT	Kyeb	50-75		Tüf, tüfit	
						DEĞİRMENÖZÜ	Kyed	50-300		Pelajik ve yarı pelajik kireçtaşı	
						ÜZÜMLÜ	Kyeü	30-400		Volkanojenik kumtaşı, silttaşı, kireçtaşı	
	SENOMANİYEN ALBİYEN										
	ALT	APSİYEN	SOĞUKÇAM (JKs)								
	ÜST										
	ORTA	KALLOVİYEN									

Şekil 3.3 Çalışma alanına ait genelleştirilmiş stratigrafik kesit (Şengüler 2012'den değiştirilerek alınmıştır)

3.2.1.1 Soğukçam formasyonu (JKs)

Saner (1980), birimin Erken Kretase ile temsil edildiği alanlarda/istiflerde Soğukçam kireçtaşı, Orta-Geç Jura-Alt Kretase ile temsil edildiği alanlarda/istiflerde ise Soğukçam formasyonu adını kullanmıştır. Altın vd. (1991), Bilecik ili yöresinde Bilecik grubu üzerinde yer alan Geç Hotriviyen-Geç Apsiyen yaşlı mikritik kireçtaşları ile Mudurnu-Nallıhan ilçeleri yöresinde Kabalar grubunun en üst formasyonunu oluşturan Erken Valejiniyen-Geç Apsiyen yaşlı mikritik kireçtaşlarını Soğukçam kireçtaşı adı altında incelemiştir.

Ankara civarında tanımlanan Akbayır formasyonu (Akyürek vd. 1982, 1996) birimin yanal devamıdır. Birim en iyi Soğukçam köyünün (Adapazarı H25 c1) kuzeybatısında görülür. Tip kesiti Çatak çayıdır . Çatak çayı, Çatacık köyünden Soğukçam köyüne doğru akan Alkaya deresidir (Altın 1973b).

Birim altta kalkarenit, volkanit ve olistostromlarla temsil edilir. Bu bölüm, radyolarya ve çört nodüllerince zengin, beyaz-bej renkli, vaketaşı; kırmızı çört; yeşil tuf; feldispat, kuvars, volkanit cam parçaları ve akıntılarla taşınmış bol belemnit içeren kumtaşı; pelletik çamurtaşı; Tubiphytes ve foraminiferce zengin çamurtaşı ve tanetaşlarından oluşma parçalar içeren kalkarenit; pelajik oolitli ve çamurtaşlı pakettaşı; spilitik bazalt; volkanit cam ve feldispat parçaları içeren pelletik çamurtaşı fasiyesindeki kireçtaşları ve bol miktarda kireçtaşı ile az oranda bazalt çakılı içeren olistostromdan oluşur (Altın vd. 1991). Formasyonun orta kesimi türbiditik ve breşoid kireçtaşları ile çamurtaşı aralanmasından oluşur. Karbonat kırıntıları şelften türemedir. Çamurtaşları başlıca volkanik kökenli kırıntılıdır. Gri ve beyaz renkli, ince-orta tabakalı, killi kireçtaşı ara düzeylidir (Altın vd. 1991).

Formasyonun üst bölümü beyaz, bej ve pembe renkli, ince-orta tabakalı mikritik kireçtaşından oluşur. Çört nodüllü ve sarı-kırmızı çört tabakalıdır. Vaketaşı, pakettaşı ve tanetaşı mikrofasiyesindedir. Krinoid, bryozoa, planktonik foraminifer, radyolarya ve Nannoconus'ca zengindir. Belemnit içerir. Yer yer marn-şeyl-mikritik kireçtaşı aralanması biçimindedir (Altın vd. 1991). Formasyon, altta Bayırköy formasyonunun

olduğu istifte beyaz-bej renkli orta tabakalı kırıntılı kireçtaşı-şeyl ardalanmasıyla başlar. Üstte ise, beyaz-pembe renkli, ince-orta tabakalı mikritik kireçtaşı yer alır.

Formasyonun alt sınırı Taraklı-Göynük-Nallıhan hattının kuzeyinde Mudurnu formasyonu ile dikey, güneyinde ise Bilecik kireçtaşı ile yanal ve dikey yönde geçişlidir. Formasyonun üst sınırı ise yukarıda belirtilen hattın kuzeyinde Yenipazar formasyonu ile tedrici geçişli olmasına karşın, güneyinde çoğunlukla uyumsuz dokanak oluşturur (örneğin; Adapazarı H25 d1 paftasında Yukarı Nardin köyünün uzak, Ak tepenin yakın GD'sunda Soğukçam formasyonu üzerinde Yenipazar formasyonunun Senomaniyen yaşlı tabakaları otururken, Adapazarı H25 c1 paftasında Soğukçam köyünün 2,5-3 km kuzeyinde Maastrihtiye yaşlı Taraklı üyesi oturmaktadır ve iki formasyon arasındaki ilişki sedimantolojiktir (Aksay ve Duru 2002)).

Birimin kalınlığı, tip kesitin ölçüldüğü Çatak çayı veya deresinde (Adapazarı H25 c1) 1413,90 m, Harlak pınarı (Adapazarı H25 d2) dolayında 969,8 m'dir (Altınlı 1973b).

Birimde alttan üste doğru şu fosiller saptanmıştır: Belemnopsis depressa (QUENSTEDT), Belemnopsis aff. Subhastus informis (RIEGRAF) (Erken Kalloviyen), Hedbergella trocoidea (GANDOLFI), Globigerinelloides ferroelensis (MOULLADE), Globigerinelloides algerianus CUSHMAN ve TEN DAM (Erken Valenjinien- Geç Apsiyen). Bu fosil verilerine göre Soğukçam formasyonunun yaşı Kalloviyen-Apsiyen'dir. Birim, yamaç-havza ortamında çökelmiştir (Altın vd. 1991).

3.2.1.2 Yenipazar formasyonu (Kye)

Birim ilk kez, Saner (1980) tarafından, Yenipazar ilçesi (Adapazarı H25 d1) civarında yüzeyleyen volkanitli, bloklu, kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan fliş fasiyesindeki çökel istifi için Yenipazar formasyonu olarak kullanılmıştır. Yenipazar formasyonu üzerinde Paleosen yaşlı Selvipınar formasyonu ve Kızılçay grubu bulunmaktadır. Yenipazar formasyonu değişik yerlerde değişik özellikler sunduğundan tip kesit yeri vermek olanaksızdır. Yenipazar-Sarıcakaya ilçeleri arasındaki yol güzergahı iyi görüldüğü yerlerdendir.

Yenipazar formasyonu genel olarak grimsi yeşil renkli, ince-orta tabakalı kumtaşı-şeyl ardalanması ile yeşil ve kahverenkli volkanit, yeşil renkli marn ve beyaz, bej, kırmızı, pembe renkli, ince tabakalı mikritik (pelajik-yarı pelajik) kireçtaşı ve az miktarda konglomeradan oluşmaktadır. Formasyonda Kampaniyen ve öncesinde yerleşmiş (Saner 1977) Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Bilecik kireçtaşı olistolitleri (jkk) ile bu kireçtaşı gerecinden oluşma olistostromlar, granit ve gnays blokları (gg) ve serpantin blokları ile ofiyolitten türeme olistostrom (Kyeka) olağandır. Bu kaya türlerinden kahverenkli volkanitler Üzümlü üyesi (Kyeü), beyaz, bej, kırmızı renkli üst mikritik kireçtaşları Değirmenözü üyesi (Kyed), yeşil renkli tuf ve tüfitler Bayat üyesi (KyeB) ve en üstte kumtaşı, konglomera ve marnlar Taraklı üyesi (Kyet) 'dir. Göncüoğlu vd.'nin (1996) dışında önceki araştırmacılar tarafından formasyon mertebesinde sunulan birimlerin burada üye mertebesinde sunulmuş olması, Seben marnları dahil bu birimler ayırtlandıktan sonra geriye kalan fliş tipi çökelin farklı düzeylerde yer almasıdır. Yenipazar formasyonunun alt yaşı için tedrici geçişli olduğu yerlerde kat mertebesinde yaş verecek fosil bulunamamıştır. Birimde Rotalipora appenninica (RENZ), Rotalipora reicheli (MORNOD), Praeglobotrancana sp., Rotalipora sp., Tircinella sp. fosilleri (det: Kemal ERDOĞAN) saptanmıştır. Bu fosil topluluğu Senomaniyeni işaret etmektedir. Tedrici geçişli olduğu yerlerde Soğukçam formasyonunun Apsiyen'de sonlanmış olması, Yenipazar formasyonunun Albiyen'de başladığını gösterir. Bu verilere dayanılarak, formasyonun alt yaşı Albiyen olarak benimsenmiştir.

Formasyonun iki üst yaşı vardır. Selvipınar formasyonu ve Kızılçay grubun bulunduğu yerlerdeki istiflerde en üst üyesi olan Taraklı'dan Saner (1977) tarafından Orbitoides gmenbachensis PAPY, Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER ve Siderolites sp. fosilleri elde edilmiş olup, formasyonun bu istifteki üst yaşı Geç Maastrichtiyen'dir. Yenipazar formasyonunun ikinci üst yaşı ise Çataltepe formasyonunun geçişli olarak üzerlediği yerlerdeki istiflerdir. Bu çalışmada Sphenolithus primus, Perch-Nielsen, Ericsonia cava (Hay ve Mohler), Ericsonia ovalis (Black), Fasciculithns sp, (H25., D: 95.900-K:75.650) fosilleri elde edilmiştir (det: Emin N. ERKAN). Bu fosil topluluğu Geç Paleosen-Erken Eosen yaşını işaret etmektedir. Dolayısıyla, formasyonun ikinci üst yaşı Geç Paleosen'dir. Bu duruma göre, Yenipazar formasyonu, Selvipınar formasyonu ve Kızılçay grubunun bulunduğu istiflerde Albiyen-Maastrichtiyen, Selvipınar

formasyonu ve Kızılçay grubunun olmadığı, Çataltepe formasyonunun yer aldığı istiflerde de Albiyen- Geç Paleosen yaşındadır (Aksay ve Duru 2002). Birim, yamaç-havza ortamında çökelmeye başlamış, şelf ortamında sona ermiştir.

3.2.1.2.1 Üzümlü üyesi (Kyeü)

Marn (veya killi mikrit), kalkarenit ve konglomera içeren şeyl-kumtaşı (volkanojenik)-kireçtaşı araldanmasından ve seyrek olarak çamurtaşından oluşan birim, Demirkol (1973, 1977) tarafından, Üzümlü (Bedi) köyünden (Gölpazarı ilçesi G-GD'su; Adapazarı H24 c1) formasyon mertebesinde adlanmıştır. Bazaltik lav ile aglomera da içeren bu birim için aynı adı Saner (1977, 1980) ile Altın vd. (1991) de kullanmıştır. Göncüoğlu vd. (1996) ise birimi piroklastik ve lav üyesi adı altında incelemiştir. Demirkol'un (1973) adlaması bu çalışmada üye mertebesinde kullanılmıştır.

Üye, yaygın olarak kahverenkli, ince-orta tabakalı, volkanik gereçli kumtaşı ve grimsi yeşil renkli, ince tabakalı şeyl araldanmasından oluşmaktadır. Yer yer aglomera içerir. Jura-Kretase yaşlı (Bilecik) kireçtaşı ile granit ve gnays blokları da içerir. 30-400 m kalınlığa sahip olan üye, en iyi Göynük ilçesi güneyinde Karafakılar-Susuz köyleri arasında görülür. Üyenin üstünde Koniasiyen-Kampaniyen yaşlı Değirmenözü üyesi yer almaktadır. Üyenin yaşı Demirkol (1977) tarafından Maastrichtiyen olarak belirlenmiştir. Ancak üyeden elde ettiği fosillerden biri (*Dosinia* sp. Aff. *Delettrei* CPG.) Senomaniyen-Türoniyen'i işaret etmektedir. Buna göre üyenin yaşı Senomaniyen-Türoniyen'dir. Volkanoklastik olan birim, yamaç ortamında çökelmiştir (Aksay ve Duru 2002).

3.2.1.2.2 Değirmenözü üyesi (Kyed)

Beyaz, bej, kırmızı renkli, Globotruncana'lı pelajik kireçtaşları, Değirmenözü köyünden (Göynük ilçesi KB'sı) adlandırılmıştır. Bu ada ulaşılan kaynaklar içinde en eski olarak Saner (1980)'de rastlanmaktadır. Yenipazar formasyonu içinde Değirmenözü üyesi (Saner 1980, Göncüoğlu vd. 1996) olarak ele alınmıştır. Yenipazar formasyonunun alt düzeylerinde yer alan üye, genellikle altta beyaz, bej, üstte kırmızı renkli, ince-orta

tabakalı, Globotruncana'lı oluşuyla dikkat çeken pelajik-yarı pelajik killi kireçtaşıdan oluşmaktadır. Mikrit ve biyomikrit nitelikli olan kireçtaşı, ara tabakalar halinde yer yer şeyl, kumtaşı, tuf ile Bilecik kireçtaşıdan türeme monojenik olistostromal konglomeralar içerir.

Birim, Göynük kuzeyinde Değirmenözü köyündeki Yenipazar-Sarıcakaya yolu üzerinde (Nardin Köyü güneyinde) iyi görülür. Üye, altta Üzümlü üyesi, bu üyenin olmadığı yerlerde ise Yenipazar formasyonunun kumtaşı ve şeyl birimleriyle tedrici geçişlidir. Kalınlığı 50-300 m arasında değişen birim, hemen hemen devamlı olup, önemli bir yanal değişim göstermemektedir. Birimde Globotruncana gr. Linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana bulloides (VOGLER), Dicarinella asnetrica (SIGAL), Dicarinella concovata (BROTZEN), Globotruncanites cf. Elevata (BROTZEN), Rosita fornicata (PLUMMER), Marginotruncana sp., Dicarinella sp., Hedbergella sp., Heterohelicidae, Globigerinidae fosilleri saptanmış (det.: Kemal ERDOĞAN) olup yaşı Koniasiyen-Kampaniyen'dir. Birim yamaç ortamında çökelmiştir (Aksay ve Duru 2002).

3.2.1.2.3 Bayat üyesi (Kyeb)

Gölpazarı ilçesi güney-güneybatısında Bayatköy (Adapazarı H24 c1) civarında yüzeyleyen Yenipazar formasyonu içindeki yeşil renkli tüfleri Demirkol (1973) tarafından Vezirhan formasyonunun Bayat tuf üyesi olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanındaki benzer tuf ve tüfitler Bayat üyesi adı altında incelenmiştir. Birim en iyi Yukarı Nardin-Aşağı Nardin köyleri arasında Sarıgüney sırtında görülür. Birim yeşil renkli, ince-orta, yer yer kalın tabakalı tuf ve tüfitlerden oluşur. Tabanında yer yer çamur toprakları bulunan üyede şeyl ara katkı olağandır. 50-75 m. dolayında kalınlığa sahip olan birim, yapıtaşı ve tras olarak kullanılmaktadır. İçinde fosil saptanamayan üyenin yaşı, Değirmenözü üyesi ile Taraklı üyesinin arasında yer alması nedeniyle Geç Kampaniyen-Erken Maastrichtiyen olmalıdır (Aksay ve Duru 2002).

3.2.1.2.4 Taraklı üyesi (Kyet)

Yenipazar formasyonunun en üstünde yer alan ve ağırlıklı olarak kumtaşıdan oluşan birimi, Saner (1977), Taraklı ilçesine izafeten Taraklı formasyonu olarak adlandırmıştır.

Birimi daha sonra Göncüoğlu vd. (1996) Gölpazarı grubunun Yenipazar formasyonunun Taraklı üyesi adı altında incelemiştir. Aynı birim, bu çalışmada da üye mertebesinde ele alınmıştır.

Üye, yeşilimsi gri renkli, ince-kalın tabakalı, kumtaşı ağırlıklı marn, şeyl, kumtaşı ve çakıllı kumtaşı ile yer yer bej renkli, az belirgin tabakalı, Orbitoides'li kireçtaşından (Kyet) oluşmaktadır (Şekil 3.4-3.6). Paralel ve çapraz laminalanma, büyük ölçekli çapraz tabakalanma, taban yapıları, istifte alttan üste doğru tane boyu büyümesi, birimin sedimantolojik özelliklerindendir. Birimin tip kesiti Taraklı'nın 4 km güneydoğusunda Kayaboğazı'dır (Saner 1977). Taraklı üyesi, altta Yenipazar formasyonunun diğer birimleri ile, üstte ise Selvipınar formasyonu ve Kızılçay grubu ile geçişlidir. Kalınlığı 100- 300 m arasında değişen birim, yanal olarak kireçtaşı ve marna dönüşmektedir (Aksay ve Duru 2002).

Üye bol makro fosillidir. Çalışma alanından derlenen ve Taraklı üyesinde yapılmış olan paleontolojik analizler sonucunda yer yer yoğun olarak Orbitoides sp. gözlenmiştir. Saner (1977), birimde Pecten Alectryonia, Exogyra, Cyclolites, Gastropod, Ekinit, Ammonit gibi makrofosiller ile Orbitoides gruenbachensis PAPY, Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER ve Siderolites sp. gibi fosiller saptamış, bu fosillere göre birimin yaşının Maastrichtiyen olduğunu belirlemiştir. Taraklı Üyesi Üst Kratese sonunda denizin sığlaşmaya başlaması sonucunda deltada çökelmiştir. İyi bir hazne kaya özelliği gösterir.



Şekil 3.4 Taraklı üyesini oluşturan kayaç litolojilerinin genel görünümü



Şekil 3.5 Kumtaşı seviyelerinin yakından görünüşü



Şekil 3.6 Kireçtaşı-marn ardalanmasının görünüşü

3.2.1.3 Selvipınar formasyonu (Tps)

Birim, ilk kez Eroskay (1965) tarafından Selvipınar kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. Aynı ad Saner (1977, 1980) tarafından da kullanılmıştır. Söz konusu birim, Altınlı (1973b) tarafından Selvipınar kireçtaşı üyesi, Türkecan vd. (1991) tarafından Mandır formasyonunun Müşür üyesi, Göncüoğlu vd. (1996) tarafından da Kızılçay grubunun Hatıldığ formasyonunun Selvipınar kireçtaşı üyesi adı altında incelemişlerdir. Şengüler (2012) tarafından bu birim Selvipınar formasyonu olarak adlandırılmıştır. Seyrek de olsa, yer yer konglomera ve kumlu kireçtaşı seviyeleri içeren birim bu çalışmada Selvipınar formasyonu adıyla ele alınmıştır (Şekil 3.7-3.9).

Birim, Bilecik kuzeyinde Osmaneli güneybatısında Medetli köyünde ve Gölpazarı kuzeyindedir. Birim genel olarak sarımsı beyaz, bej yer yer kırmızı, pembe renkli, incekalın tabakalı, sert, biyomikrit ve biyosparit nitelikli, mercanlı ve algli resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır. Altında ve üstünde serpilmiş görünümlü kuvars çakılcıkları içeren birimin tabanı, yer yer kumlu-çakıllı kireçtaşı ve karbonat çimentolu konglomera niteliğindedir (Aksay ve Duru 2002).

Bölgedeki tektonik etkiler kireçtaşlarına, kalkarenit, kalsirudit ve bloklu bir yapı özelliği kazandırmıştır. Sarı, açık gri bej renkli kireçtaşlarının büyük çoğunluğu parçalanmış olup çok sert, düzensiz, keskin kırıklı, baklava görünümlü çatlaklı ve bol fosillidirler. Birimin tabanında kumlu makro fosilli, ufalanmış algli istiftaşı-tanetaşları bulunur. Bu kesimde çoğu mikritleşmiş taşınmış alglar bulunmaktadır. En üst seviyelerde ise mercan ve algli bağlamtaşları bulunmaktadır (Aksay ve Duru 2002). Altta Yenipazar formasyonunun Taraklı üyesi ile tedrici geçişli olan birim, üstte Kızılçay grubu ile yanal ve dikey geçişlidir. Kızılçay grubu içinde bazen mercerler halinde bulunması, onunla yanal geçişli oluşundadır. Belirgin bir yanal değişim göstermeyen formasyon, zaman zaman yanal yönde kamalanarak 0-100 m arasında değişen kalınlıklar sunmaktadır.

Formasyonda, Laffitteina cf. Bibensis MARIE, Laffitteina aff. Monodis MARIE, Cymopolia cf. Siteli MORELET, Solenomeris couvillei PREFENDER, Presudolithamnium album PREFENDER fosilleri saptanmış olup, yaşı Monsiyen olarak

belirlenmiştir (Altınlı 1973b, Saner 1977). Birim Saner'e (1977) göre ise Erken Paleosen yaşlıdır.

Resif ve resif kırıntılarında oluşması, karasal Kızılçay grubunun alt seviyesi ile girift oluşu, birimin şelfte kıyı resifi olarak oluştuğunu göstermektedir. Resifal karakterde olan birim, bol erimelidir.



Şekil 3.7 Selvipınar formasyonuna ait kireçtaşlarının arazi görünümü



Şekil 3.8 Selvipınar formasyonuna ait kireçtaşlarının arazi görünümü



Şekil 3.9 Selvipınar kireçtaşlarının Kızılçay Grubuna ait birimlerle olan dokanağı

3.2.1.4 Kızılçay grubu (Tpek)

Birim ilk defa Eroskay (1965) tarafından Kızılçay formasyonu olarak adlandırılmış olup daha sonra Altınlı (1975) tarafından denizel, gölsel ve akarsu ortamlarının karakteristiklerini yansıtmışından dolayı Kızılçay grubu olarak değerlendirilmiştir. Kızılçay grubu inceleme alanımızda kırmızı renkli olup kumtaşı, çakıltası, silttaşı ve çamurtaşlarıyla temsil edilmektedir (Şekil 3.10-3.14). Saner (1977, 1980) de, aynı birimi grup mertebesinde incelemiştir. Birim, Taka ve Şener (1988) tarafından Ağsaklar formasyonu olarak adlandırılmıştır. Göncüoğlu vd. (1996) ise Selvipınar formasyonunu da dahil ederek birimi, Kızılçay grubu adı altında iki formasyona ayırmıştır. Volkanitsiz olanına Hatıldağ formasyonu, volkanitli olanına da Demirköy formasyonu adı vermiştir.

Birimin tip kesiti Gölpazarı ilçesi (Adapazarı-H25 b3) güneyindeki Arap deresidir (Altınlı 1973b). Ancak, burası birim için tipik yer değildir. Birimin tüm özelliklerinin gözlemlendiği yer Kızılçay vadisidir. Pafta alanında Göynük uzak güneydoğusundaki Hatıldağ ve Sarıcakaya-Nallıhan arası birimin en iyi görüldüğü yerlerdir. Birim genel olarak kırmızı, alacalı renkli, ince-kalın tabakalı, kötü boylanmalı konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Grupta hakim olan kırmızı renk oksitlenme nedeniyle oluşan lateritik toprak nedeniyledir. Çapraz tabakalıdır.

Birimin taban seviyelerinin litolojisi değişik bölgelerde farklılık göstermektedir. İstif, Çayköy bölgesinde tabanda koyu kırmızı renkli, fosilli, karbonatlı silttaşlarıyla

başlamaktadır. Orta seviyelerde Selvipınar Formasyonu'na ait kireçtaşı blok ve mercekleri, üst seviyelerde ise çamurtaşı, çakıltası, kumtaşı ve silttaşı ardalanmalarından oluşan dağılabilir özellikte kırmızı renkli akarsu sedimanları çökelmiştir. Birimde nadir olarak ince seviyeler halinde kömür ve yer yer de jips olağandır.

Kızılçay grubunun denizel Paleosen'e ait kireçtaşları merceklerinde, Oatracoda sp., Lithothomnium sp., Laffitenia sp. Miliolidae sp., Rudist sp, Nummulites sp. fosilleri saptanmıştır (Sarı ve Sonel 1995). Fosil içeriğine göre Kızılçay grubunun denizel seviyelerinin Paleosen yaşında olduğu saptanmıştır. Saner (1977) ise birimin yaşını Orta/Geç Paleosen-Erken Eosen olarak belirlemiştir.

Birim litolojik ve sedimantolojik özelliklerine ve arazi gözlemlerine göre Üst Kretase sonunda başlayarak Paleosende de devam eden bir regresyonun kontrolünde kıyı ovasında depolanmış kırmızı renkli karasal çökellerdir. Birimin çökeltme ortamı, yer yer bataklık ve göl sedimanlarıyla temsil olunan karasal ortam ve kıyı ovası şeklinde yorumlanabilir.

Çalışma sahasının güneyinde Orta Sakarya havzasında geniş bir yayılım sunan bu grup Beypazarı-Çayırhan sahasında tümüyle kırmızı renkte gözlenirken, çalışma sahasında üç ayrı formasyona ayrılabilir. İlk olarak Granit ve Şener (1987) tarafından Sarıcakaya sahasında yapılan ayırtlamaya göre grup içinde yeralan formasyonlar şöyledir:



Şekil 3.10 Kızılçay Grubuna ait kayaç litolojilerinin arazi görünümü



Şekil 3.11 Kızılçay formasyonu içerisindeki kumtaşı seviyesi



Şekil 3.12 Kumtaşı biriminde görülen kötü boylanma ve derecelenme



Şekil 3.13 Kızılçay Grubu'nun orta seviyelerinde görülen sarımsı kahverengi renkli, ince tabakalı, organik maddece zengin bitümlü şeyl seviyesi



Şekil 3.14 Kızılçay Grubu'nun orta seviyelerinin üstüne gelen yeşil, gri renkli çamurtaşı, kumtaşı, kiltası, marn ardalanması

3.2.1.4.1 Ağsaklar formasyonu (Tpeka)

Birim ilk defa Beseme (1969) tarafından “alt kırmızı seri” olarak adlandırılmış, daha sonra Yanılmaz vd. (1980) tarafından Ağsaklar formasyonu adı altında incelenmiştir. Kızılçay grubunun alt kesimlerini oluşturan bu formasyon Hatıldağ senklinalinin kuzey ve güney kanatlarında yüzeylenir. Kuzeyde Ağsaklar, Turgutlar, güneybatıda Hasanlar köyleri civarı ile Hatıldağ' ın güneyinde geniş yayılım gösterir.

Bu formasyon özellikle Hasanlar, Ağsaklar ve Turgutlar köylerinde tipik olarak gözlenebilmektedir. Kırmızı ve kızılımsı kahverengi olup, konglomera, çakıltaşı, silttaşı ve kumtaşlarından oluşan formasyonun kalınlığı 250-300 m arasında değişmektedir (Şekil 3.15-3.19).

Büyük ölçüde Jura yaşlı kireçtaşlarından ender olarak da kuvarsit ile ofiyolitik kayalardan türemiş yuvarlak tanelerden oluşan konglomeralar formasyon içinde yaygın olarak gözlenmektedir.

Formasyon içinde tabandan tavana doğru kil ve karbonat oranında azalma gözlenmektedir. Formasyon Granit ve Şener'in (1987) ayırtladığı Beyköy formasyonu ile deneştirilebilir.



Şekil 3.15 Ağsaklar formasyonuna ait çamurtaşı seviyesi



Şekil 3.16 15 m kalınlıklı kırmızı bordo-yeşil kumtaşı-marn ardalanması



Şekil 3.17 Kumtaşının yakından görünümü



Şekil 3.18 Pembe krem renkli kıltaşı ve yeşil marn ardalanması



Şekil 3.19 Kumtaşı içindeki makro fosiller

3.2.1.4.2 Hatıldağ formasyonu (Tekh)

Çalışma sahasında yeralan bitümlü şeylleri içeren bu formasyon çalışma sahasında yeralan Hatıldağ'na izafeten bu isimle anılmaktadır. Yeşil ve yeşimlinsi gri marn, açık gri ve koyu gri renkli genellikle marn (Şekil 3.20) ender olarakta kilaşlarından oluşan formasyon içerisinde tüfitik arakatkılar ile silisifiye bantlar gözlenebilmektedir.

Formasyonun toplam kalınlığı 250-300 m. arasında değişmektedir. Formasyon Granit ve Şener'in (1987) ayırtladığı Çamalan formasyonu ile deneştirilebilir. Killi kireçtaşı, bitümlü şeyl, marn, konglomera, kilaşı ve kumtaşından oluşan birim, Saner (1978) tarafından, (Göynük GD'su; Adapazarı H25 b3) formasyon mertebesinde adlandırılmıştır. Sürekliliği olmaması nedeniyle Göncüoğlu vd. (1996), birimi üye mertebesinde incelemiştir. Formasyon, Göncüoğlu vd. (1996) göre, Kızılçay grubuna ait Demirköy formasyonu içinde ayırtlandıkları Beydili üyesi ile özdeştir.

Birim, yeşilimsi beyaz renkli, ince-orta tabakalı, killi kireçtaşı, yeşil renkli kumtaşı ve yeşilimsi gri renkli, kartonumsu ayrılmalı, bitümlü şeyl, kilaşı, marn aralanmasından oluşmaktadır (Şekil 3.21). İnce kömür ara seviyeleri içerir. Yenipazar ilçesi-Hasanlar köyü (Goynük ilçesi GD'su) arasında, Kabalar köyü güneyinde Hatıldağ çevresinde ve Sarıcakaya ilçesinin doğu-kuzeydoğusundaki Beydili köyü çevresinde iyi gözlenir.

Birim altta Ağsaklar formasyonu ile tedrici geçişlidir. Üstte Yenipazar ilçesi-Himmetoğlu köyü arasında Güvenç formasyonu ile keskin dokanaklı olup, uyumlu ya da paralel uyumsuzdur.

Taka ve Şener (1988)'de formasyonun Himmetoğlu köyü çevresinde değişik (olası denizel girdilerin olduğu üst düzey) seviyelerinden *Ostrea cf. Sakaryenis STCHEPTNSKY*, *Ostrea raria mella MELLEVIYA*, *Potamides praeaplicatus COSSMANN*, *Amgulina cf. forbesi DESHAYES*, *Typanotonus fuanus MANTELL*, *Cyrena cunerformis FERRUSAC*, *Batillaria subacuta d'ORBIGNY* ve *Viviperus aff suessoniensis DESHAYES* fosillerini derlemiş, bu fosil topluluğunun Geç Paleosen-Erken Eosen'i işaret ettiğini belirtmiştir. Hatıldağ formasyonun taban kısımlarında toplam kalınlıkları 100m ulaşan bitümlü kayaçlar yer almıştır. Petrol ve doğalgaz verme

özelliğine sahip bu birimlerin, eşikli bir deniz ortamında, denizin yer yer çekilmesi periyotlarında depolanma ortamının diskoksik redoks koşulunu sağladığı durumlarda çökeldiği düşünülmektedir. Hatıldağ formasyonun orta kesimlerinde yeralan bitümlü kayaçların seviyelerinde ise yer yer steril marn bantları yer almaktadır. 30-50 m arasında değişen kalınlığa sahip olan bitümlü kayaçlar Granit ve Şener'in (1987) tanımladığı Kepeztepe üyesi ile deneştirilebilir.



Şekil 3.20 Hatıldağ formasyonunun uzaktan görünümü



Şekil 3.21 Hatıldağ Formasyonu içerisindeki bitümlü şeyllerin genel görünümü

3.2.1.4.3 Kabalar formasyonu (Tpekk)

İlk kez Şener ve Şengüler (1992) tarafından tanımlanan birim Dağhacılar formasyonu olarak adlandırılmıştır. Şengüler (2012) daha sonra bu birimi Kabalar formasyonu olarak adlandırmıştır. En iyi gözlemlendiği yer çalışma sahasının orta kesimlerinde, Hatıldağ senklinalinin çekirdeğindedir. Yaklaşık 250 m. kalınlığa sahip birim, Granit ve Şener'in (1987) tanımladığı Laçın formasyonu ile deneştirilebilir. Formasyon kırmızı, kızılsımsı kahverenkli ender olarak yeşilimsi veya gri renkli silttaşı, kumtaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşur (Şekil 3.22).

Dağhacılar formasyonunda kayaç litolojileri arasında marnlı birimler baskın olup, marnlar koyu yeşil-gri renklerde ve kolay kırılmalıdır.

Kabalar formasyonunun yaşı Beseme'ye (1967) göre stratigrafik durumu göz önünde bulundurularak, Oligosen olmakla birlikte bölgesel olarak yapılan çalışmalarda Eosen olarak kabul edilmiştir (Şener ve Şengüler 1992). Üst Kretase sonlarında başlayan regresyon Eosen başlarına dek devam etmiş, Eosen' de yeni bir transgresyon olmuştur.

Paleosen' in karasal Kızılçay grubu çökelleri üzerinde ilerleyen transgresif Kabalar formasyonu ile başlayan Eosen çökelleri oluşmuştur.

Kızılçay grubu genel olarak ele alındığında Ağsaklar ve Kabalar Formasyonları akarsu, Hatıldağ Formasyonunun ise birbiri ile bağlantılı göl ortam ürünleri oldukları düşünülebilir (Granit ve Şener 1987).



1,50 m koyu gri killi
krş ve koyu gri
karb.marn



2 m koyu gri bol
OM'li killi krş. ve
aralığında 5-8 cm
arabandlı karb.marn



3 m tabanda koyu yeşil
karb.silttaşı, üstte doğru
koyu kahve-koyu yeşil
OM'li bit.killi krş

Şekil 3.22 Kabalar formasyonu içerisindeki birimler

3.2.1.5 Güvenç formasyonu (Teg)

Nummulitli kireçtaşı konglomera, kumtaşı, şeyl, marn ve volkanitlerle temsil edilen birim, Ankara kuzeybatısında Kazan ilçesine yakın Güvenç köyünden adlandırılmıştır. Güvenç formasyonu Orkan (1972) tarafından adlandırılan Ciciler formasyonu (Pamukova GD'su), Göncüoğlu vd. (1996) tarafından adlandırılan Hacılar formasyonu (Nallıhan B'sı) ile deneştirilebilir. Formasyonun pafta alanında en iyi görüldüğü yerler Danişmen köyü kuzeyi ile Kürnüç köyüdür.

Yaklaşık doğu-batı uzanımlı konuma sahip olan birim, altta grimsi sarı renkli, çakıllı çapraz tabakalı kumtaşı ve kırmızı renkli çamurtaşı-silttaşı ardalanmasıyla başlar (Kürnüç köyü yakın B'sı). Kumtaşlarının tabanı aşınma yüzeylidir. En alttaki kumtaşı katmanı, altta yer alan Hatıldağ formasyonunu bitümlü şeyllere ait şeyl topakçıkları içerir. Ancak, her iki birimin tabaka konumları aynıdır. Bu kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasının üzerine geçişli olarak, formasyonun esas birimini oluşturan grimsi yeşil renkli, ince-orta tabakalı kumtaşı-şeyl-kiltaşı-marn ardalanması gelmektedir. Birim içerisinde serpilmiş olarak, taneler halinde bol Nummulites gözlenir (Aksay ve Duru 2002).

Güvenç formasyonu, çalışma alanında yer yer altta Kızılçay Grubunun Hatıldağ formasyonu ile üstte ise Gemiciköy formasyonu ile paralel uyumsuzdur. Birim yaklaşık 150-200 m kalınlığa sahiptir (Aksay ve Duru 2002).

Birimden alınan örneklerde, Nummulites aturicus JOYL ve LEYMERIE (B formu), Nummulites sp., Assilina sp., Alveolina sp., Discocyclus sp., Planorbolina sp., Valvulina sp., Rotalidae, Bryozoa, Alg gibi fosiller belirlenmiş (Göncüoğlu vd. 1996) ve birime Geç Lütésiyen yaşı verilmiştir. Bunlara ek olarak Orta-Geç Lütésiyen yaşını veren Orbitolites complanatus LAMARK, Nummulites cf. Millicaput BOUBEE (B formları) ve Assilina exponens (SOWERBY) türleri elde edilmiştir (det: Sefer ÖRÇEN). Buna göre, birimin yaşı Orta-Geç Lütésiyen olmalıdır (Aksay ve Duru 2002).

Formasyonun tabanındaki çapraz tabakalı kumtaşı ve kırmızı çamurtaşları karasal-kıyı ortamı, Nummulites’li şeyl ve kumtaşları da şelf ortamı çökelidir (Aksay ve Duru 2002).

3.2.1.6 Hañçili formasyonu (Tmh)

Kumtaşı, kireçtaşı, şeyl, marn, tuf ve kireçtaşıdan oluşan birim, Akyürek vd. (1980) tarafından, Hañçili köyüne izafeten (Çankırı H30 b2) adlandırılmıştır. Pafta alanında benzer kömürlü birimler Himmetoğlu formasyonu (Sarı 1985) adı altında incelenmiştir.

Birim, en iyi Himmetoğlu köyü (Göynük ilçesi GD’su) civarında görülür.

Birim, altta kırmızı renkli konglomeralarla başlar. Bunlar kötü boylanmalı olup, çakıllar yuvarlak-yarı yuvarlaktır. Konglomeralar üste doğru kumtaşlarına, onlar da yeşil renkli, ince-orta tabakalı, yer yer kartonumsu ayrılmalı, linyit ara düzeyli, sileksit bantlı ve bitümlü şeyl, kiltası ve marnlara geçer. Bu birimler en üstte killi kireçtaşı, silttaşı ve ince kumtaşı ara seviyelidir (Aksay ve Duru 2002).

Formasyon, kendinden yaşlı birimler üzerinde açısız uyumsuzlukla yer almaktadır. Üstü ise aşınmalıdır. Kalınlığı 100 m doloyındadır.

Formasyon içinde bulunan Mikrodyroys sp., Megacricetodon sp., Democricetodon sp. (gaillardii türüne yakın), Eumyarion sp., A., Mirabella sp., Eucricetodon sp., Desmanodon sp. Mikro memeli faunasına göre Erken Miyosen yaşı (Türkecan vd. 1991) saptanmıştır. Akyürek vd. (1996)’e göre birimin yaşı Serravaliyen-Tortoniyen’dir. Birim litolojik özelliklerine göre akarsu ve göl ortamında depolanmıştır.

3.2.1.7 Alüvyonlar (Qal)

Çalışma alanındaki alüvyon çökelleri akarsu yataklarında, eski çukurluklar üzerine gelişmiş düz alanlardaki çakıl, kum, çamur çökelleridir. Alüvyon malzemeleri, tutturulmamış silt, kum ve çakıl boyutundaki yuvarlak taneli ve blok boyutundaki köşeli

parçalardan oluşmaktadır. Dere yataklarını dolduran alüvyon malzemeler, kendisinden yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Aksay ve Duru 2002).

3.3 Hatıldağ (Bolu-Göynük) Çalışma Sahasından Alınan Ölçülü Stratigrafi Kesitleri

Bu tez kapsamında, bitümlü birimlerin yer aldığı Kızılçay Grubu içerisinde yer alan Paleosen-Eosen yaşlı Hatıldağ formasyonunun çeşitli yerlerinden 5 ayrı ölçülü stratigrafi kesiti (ÖSK) alınmıştır. Bu ÖSK'lar: Kayalık Dere (DH) ÖSK, Harmancık Dere (HD) ÖSK, Emzik Beleni (HE) ÖSK, Karanlık Dere (KD) ÖSK ve Doruk Tepe (DT) ÖSK'larıdır.

Bu ÖSK'ların toplam kalınlıkları sırasıyla: DH ÖSK'sı 313 m, HD ÖSK'sı 366 m, HE ÖSK'sı 250 m, KD ÖSK'sı 361 m, ve DT ÖSK'sı 191 m'dir.

3.3.1 Kayalık Dere ölçülü stratigrafik kesiti (DH-ÖSK)

Çalışma alanının merkezini Kabalar Köyü olarak kabul edecek olursak, Kayalık Dere ÖSK'sı Kabalar Köyünün hemen kuzeyinde 61462-24386 başlangıç ve 61100-24400 bitiş koordinatlarında yer almaktadır. Paleosen yaşlı Ağsaklar formasyonunun üst seviyeleri ile başlayan Kayalık Dere ÖSK'sı yine Paleosen-Eosen yaşlı Hatıldağ formasyonunun litolojik birimleri ile devam etmektedir. Toplamda 313 m olarak ölçülen DH ÖSK'sından 113 adet örnek derlenmiştir (Şekil 3.23).

Kayalık Dere ÖSK'sı tabanda Ağsaklar formasyonunun üst seviyelerini oluşturan koyu gri-koyu yeşil renkli dolomitli marnları ile başlayarak bir uyumluluk düzlemi ile Hatıldağ formasyonunun beyaz-krem renkli dolomitli marn seviyelerine geçmektedir (Şekil 3.24, Örnek No: DH1- DH4). Yaklaşık 30. metreye kadar renkleri açıktan koyu gri-yeşil renkte değişen dolomitli marn birimleri çeşitli kalınlıklarda devam eder (Şekil 3.25, Örnek No: DH4-DH14 arası örnekler). 30.metrede kalınlığı 1 m'yi bulan bej renkli ince taneli, yer yer siyah renkli dolomitli bitümlü marn seviyesi yer almaktadır (Şekil 3.25, Örnek No: DH14). 65. metreye kadar açık gri-koyu gri-koyu yeşil ve bej renklere sahip dolomitli marn birimleri devam etmektedir (Şekil 3.26, Örnek No:

DH15- DH21 - Şekil 3.27, Örnek No: DH25- DH27 ve DH28-Şekil 3.28, Örnek No: DH29- DH30).

65 m ile 210 m arasında sık aralıklarla bol organik maddeli dolomitli bitümlü marn ve bitümlü şeyl ardalanmalı marnlı seviyelerle DH ÖSK'sı devam etmektedir (Şekil 3.29, Örnek No: DH30-DH44 arası). Bu seviyelerdeki bitümlü marnlar dolomitli olup renkleri açık kahve-koyu gri-açık gri-koyu kahve renk aralığında değişkenlik göstermektedir (Şekil 3.29, Örnek No: DH41, DH42, DH44, Şekil 3.30, Örnek No: DH46, DH47, Şekil 3.31, Örnek No: DH60-DH68, Şekil 3.32, Örnek No: DH69, DH71, DH73, DH74, Şekil 3.33, Örnek No: DH76, DH78, Şekil 3.34, Örnek No: DH81, DH83, DH84, Şekil 3.35, Örnek No: DH85, DH87, Şekil 3.36 Örnek No: DH96, DH98, DH99, Şekil 3.37 Örnek No: DH101-DH103 ve Şekil 3.38, Örnek No: DH105). Bitümlü şeyller ise dolomitli olup koyu gri-açık kahve-sütlü kahve renk aralığında tespit edilmiştir (Şekil 3.29, Örnek No: (DH30, DH32, DH33, DH36, Şekil 3.30, Örnek No: DH51, DH58, DH63, Şekil 3.33, Örnek No: DH75, Şekil 3.36, Örnek No: DH91, DH93, DH97). Ayrıca 3 ayrı seviyede koyu yeşil-sarımsı yeşil renkli bitümlü dolomit (Şekil 3.30, Örnek No: DH45, DH48, DH56) ve 4 ayrı seviyede ise kahve-koyu gri renkli organik madde içerikli bitümlü kilaşı seviyesi tespit edilmiştir (Şekil 3.29, Örnek No: DH43, Şekil 3.30, Örnek No: DH57, DH59, Şekil 3.32, Örnek No: DH70).

210 m ile DH ÖSK'sının bitiş seviyesi olan 313 m arasında hakim litoloji kilaşı marn ardalanmalı birimlerdir (Şekil 3.38, Örnek No: DH106, DH107, DH108, DH109, DH110, Şekil 3.39, Örnek No: DH111, DH112 ve DH113). 253. metrede 50cm kalınlığında siyah bandlar halinde dolomitli bitümlü şeyl seviyesi tespit edilmiştir (DH110).

Kayalık Dere ÖSK'sı içerisinde 113 adet örnek derlenmiş olup bu örneklerin 34 adeti bitümlü marn, 12 adeti bitümlü şeyl, 5 adeti bitümlü kilaşı ve 4 adeti ise bitümlü dolomit örnekleridir. Diğer geriye kalan 58 örneğin büyük bir bölümünü dolomitli marn örnekleri oluşturmakta olup bunu dolomitli kilaşı örnekleri izlemektedir.

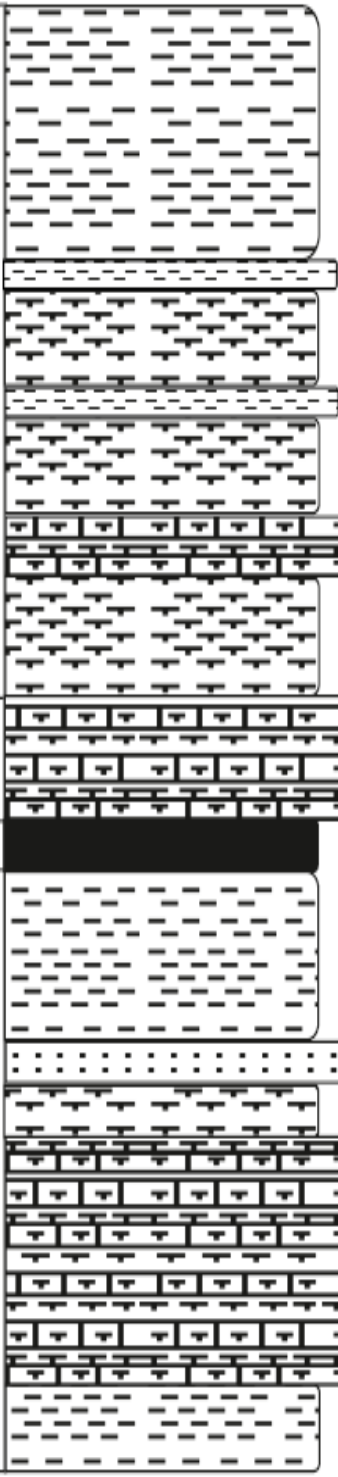
DH ÖSK'sı içerisindeki bitümlü seviyelerimizin toplam kalınlığı 86 metreyi bulmaktadır.

Kalınlık	Litoloji	Örnek No	Açıklama
99.97m		DH-68	Koyu gri renkli dolomitli bitümlü marn
98.57m		DH-67	Koyu gri renkli dolomitli bitümlü marn
97.37m		DH-66	Kahverengi, gri renkli dolomitli bitümlü marn
96.82m		DH-65	Koyu gri renkli dolomitli bitümlü marn
		DH-64	Koyu gri renkli dolomitli marn
		DH-63	Sütlü kahve renkli dolomitli bitümlü şeyl
91.12m		DH-62	Dolomitli bitümlü marn
91.04m		DH-61	Koyu gri renkli kilitaşı
90.44m		DH-60	Koyu gri renkli, bol organik maddeli dolomitli bitümlü marn
89.64m		DH-59	Koyu gri renkli, bol organik maddeli dolomitli bitümlü kilitaşı
88.74m		DH-58	Açık kahve-sarımsı renkli dolomitli bitümlü şeyl
88.42m		DH-57	Koyu gri renkli, bol organik maddeli dolomitli bitümlü kilitaşı
88.12m		DH-56	Sarımsı, yeşil renkli, yer yer organik maddeli bitümlü dolomit
87.32m		DH-55	Koyu gri renkli, bol organik maddeli dolomitli kilitaşı
		DH-54	Dolomitli kilitaşı
86.12m		DH-53	Koyu gri renkli dolomitli kilitaşı
85.42m		DH-52	Sarımsı renkli dolomitli marn
84.02m		DH-51	Sütlü kahve renkli dolomitli bitümlü şeyl
82.78m		DH-50	Koyu gri renkli dolomitli marn
		DH-49	Koyu gri renkli dolomitli kilitaşı
81.13m		DH-48	Bitümlü dolomit
79.53m		DH-47	Koyu gri renkli dolomitli bitümlü marn
		DH-46	Açık kahve renkli, yer yer organik madde içerikli dolomitli bitümlü marn
78.03m		DH-45	Koyu yeşil renkli bitümlü dolomit
		DH-44	Siyah renkli dolomitli bitümlü marn
77.23m		DH-43	Kahve renkli bitümlü kilitaşı
		DH-42	Koyu gri renkli dolomitli bitümlü marn
		DH-41	Açık kahve renkli organik maddece zengin dolomitli bitümlü marn
73.73m		DH-40	Dolomit
		DH-39	Dolomit
		DH-38	Dolomitli marn
69.23m		DH-37	Dolomit
		DH-36	Sütlü kahve renkli dolomitli bitümlü şeyl
		DH-35	Yeşil renkli dolomitli marn
		DH-34	Dolomitli marn
		DH-33	Koyu gri renkli, bol organik maddeli, karbonat içeriği yüksek dolomitli bitümlü şeyl
64.98m		DH-32	Koyu gri koyu kahve renkli, çatlak yüzeyleri yer yer demiroksit sıvımalı dolomitli bitümlü şeyl
64.97m		DH-31	Krem, bej renkli, yer yer bitüm sıvımalı dolomitli marn
		DH-30	Koyu gri renkli bol organik maddeli dolomitli bitümlü şeyl
62.97m		DH-29	Koyu gri renkli dolomitli marn
		DH-28	Koyu renkli dolomitli marn
		DH-27	Açık gri renkli dolomitli marn
		DH-26	Koyu renkli dolomitli marn
53.47m		DH-25	Açık gri renkli dolomitli marn
		DH-24	Koyu gri renkli dolomitli marn
48.47m		DH-23	Koyu gri renkli dolomitli marn
		DH-22	Bej renkli dolomitli marn
		DH-21	Koyu gri renkli dolomitli marn
		DH-20	Bej renkli dolomitli marn
		DH-19	Bej renkli dolomitli marn
38.47m		DH-18	Koyu gri renkli dolomitli marn
		DH-17	Koyu yeşil, açık gri renkli dolomitli marn
37.71m		DH-16	Koyu gri renkli dolomitli marn
		DH-15	Açık gri renkli dolomitli marn, yer yer siyah renkli bitümlü sıvımalı kil bantları
31.71m		DH-14	Bej renkli ince taneli, yer yer siyah renkli dolomitli bitümlü marn
30.71m		DH-13	Koyu yeşil renkli dolomitli marn
		DH-12	Açık gri renkli dolomitli marn
		DH-11	Koyu gri renkli dolomitli marn
		DH-10	Bej renkli dolomitli marn
		DH-9	Koyu yeşil renkli dolomitli kilitaşı
		DH-8	Açık gri renkli dolomitli marn
17.11m		DH-7	Koyu yeşil renkli dolomitli marn
		DH-6	Açık kahve renkli dolomitli silisli kilitaşı
15.11m		DH-5	Koyu gri renkli genelde silis içerikli dolomitli marn
15.00m		DH-4	Beyaz krem renkli dolomitli marn
		DH-3	Koyu gri koyu yeşil renkli dolomitli marn
11.00m		DH-2	Beyaz renkli karbonatlı dolomitli marn
6.00m		DH-1	Koyu gri renkli dolomitli marn
00.00m			

Şekil 3.23 Kayalık Dere ölçülü stratigrafi kesiti

Kalınlık	Litoloji	Örnek No	Açıklama
210.80m		DH-105	Koyu kahve renkli, bol organik madde içerikli dolomitli bitümlü marn
210.10m		DH-104	Yeşil renkli dolomitli kilaşı
205.60m		DH-103	Koyu kahve renkli, bol organik madde içerikli dolomitli bitümlü marn
205.10m		DH-102	Koyu gri renkli dolomitli bitümlü marn
202.90m		DH-101	Koyu gri renkli dolomitli bitümlü marn
202.77m		DH-100	Yeşil renkli dolomitli kilaşı
200.57m		DH-99	Koyu gri renkli, organik madde içerikli dolomitli bitümlü marn
198.57m		DH-98	Dolomitli bitümlü marn
197.37m		DH-97	Koyu gri renkli, bol organik maddeli dolomitli bitümlü şeyl
196.07m		DH-96	Gri renkli, ince bantlı organik madde içerikli dolomitli bitümlü marn
194.77m		DH-95	Koyu yeşil renkli dolomitli marn
194.07m		DH-94	Koyu gri renkli marn
191.27m		DH-93	Koyu gri renkli, bol organik maddeli dolomitli bitümlü şeyl
189.27m		DH-92	Koyu yeşil renkli dolomitli kilaşı
		DH-91	Koyu gri renkli, organik madde içeriği yüksek dolomitli bitümlü şeyl
		DH-90	Dolomitli marn
		DH-89	Koyu yeşil renkli dolomitli kilaşı
169.27m		DH-88	Beyaz renkli dolomitli marn
		DH-87	Açık gri renkli, organik madde içeriği düşük bitümlü marn
163.27m		DH-86	Koyu yeşil renkli kilaşı
163.17m		DH-85	Gri renkli bitümlü marn
159.17m		DH-84	Açık gri renkli bitümlü marn
		DH-83	Açık gri renkli, bitümlü marn
151.17m		DH-82	Açık gri renkli marn
143.17m		DH-81	Koyu gri renkli, organik maddece zengin bitümlü marn
		DH-80	Koyu gri renkli marn
135.17m		DH-79	Koyu gri renkli marn
129.67m		DH-78	Koyu gri renkli bitümlü marn
		DH-77	Marn
120.67m		DH-76	Koyu gri renkli bol organik maddeli bitümlü marn
118.47m		DH-75	Koyu gri renkli, bol organik maddeli bitümlü şeyl
117.17m		DH-74	Koyu gri renkli organik maddece zengin bitümlü marn
		DH-73	Koyu kahve renkli, yer yer organik maddeli bitümlü marn
113.17m		DH-72	Kahve, açık sarı renkli kilaşı
107.17m		DH-71	Koyu kahve renkli, bol organik maddeli bitümlü marn
103.97m		DH-70	Koyu gri renkli, organik madde içerikli dolomitli bitümlü kilaşı
		DH-69	Koyu gri renkli marn-sarımsı gri renkli dolomitli bitümlü marn

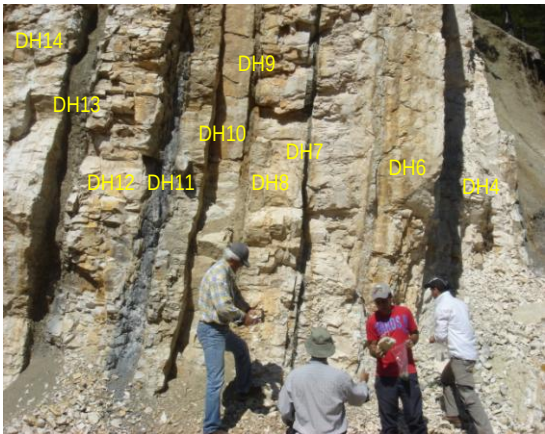
Şekil 3.23 Kayalık Dere ölçülü stratigrafik kesiti (DH ÖSK) (devam)

Kalınlık	Litoloji	Örnek No	Açıklama
312.80m		DH-113	Yeşil renkli kilitaşı
		DH-112	Laminalı beyaz renkli dolomitli marn
262.80m		DH-111	Yeşil renkli dolomitli marn
254.30m		DH-110	Siyah bantlar halinde dolomitli bitümlü şeyl
253.80m		DH-109	Koyu yeşil renkli dolomitli kilitaşı
		DH-108	Sarımsı renkli dolomitli marn
		DH-107	Yeşil,gri renkli dolomitli marn
210.80 m		DH-106	Yeşil,gri renkli dolomitli kilitaşı

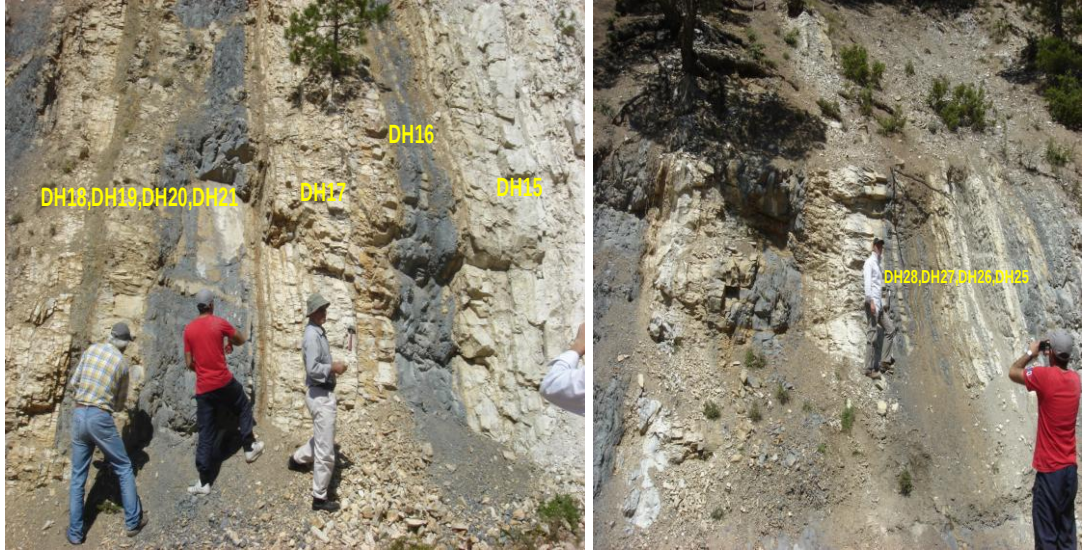
Şekil 3.23 Kayalık Dere ölçülü stratigrafik kesiti (DH ÖSK) (devam)



Şekil 3.24 DH ÖSK'sında DH1, DH2, DH3 ve DH4 seviyeleri



Şekil 3.25 DH4-DH14 arası seviyelerden alınan örnekler



Şekil 3.26 DH15, DH16, DH17 ve 9 m kalınlığındaki paket (DH18, DH19, DH20, DH21 seviyeleri), 9,5 m kalınlığında koyu gri-açık gri renkli dolomitli marn ardalanmalı seviye (DH25,DH26,DH27 ve DH28)



Şekil 3.27 DH25, DH26, DH27 ve DH28 örneklerinin alındığı seviyelerin yakından görünümü



Şekil 3.28 Koyu gri renkli dolomitli marn (DH29) ve koyu gri renkli bol organik maddeli dolomitli bitümlü marn (DH30)



Şekil 3.29 DH30-DH44 arası seviyeler



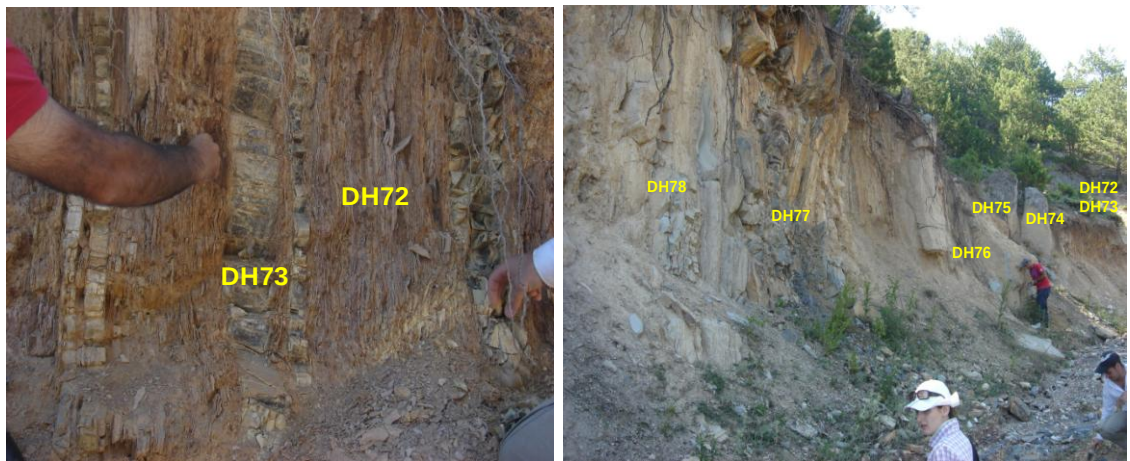
Şekil 3.30 DH45-DH59 arası seviyeler



Şekil 3.31 DH59-DH68 arası seviyeler



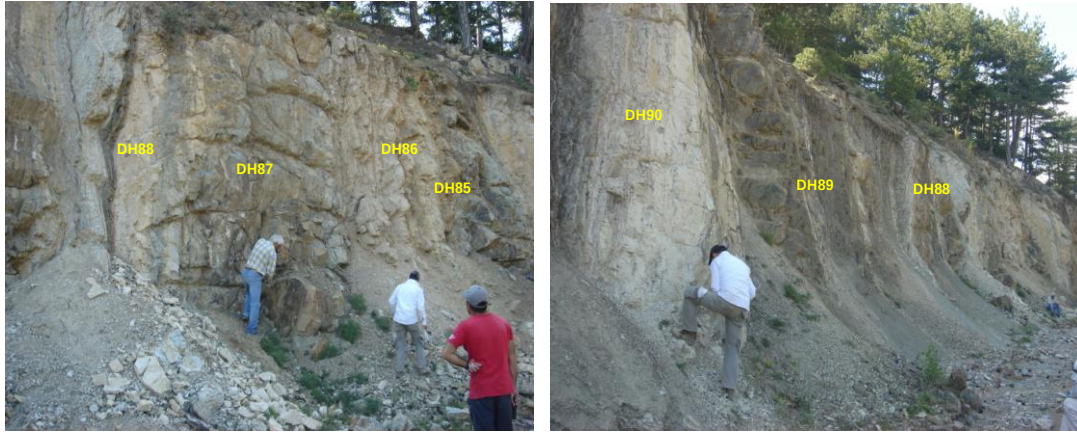
Şekil 3.32 DH68, DH70-DH74 arası seviyeler



Şekil 3.33 DH72 kilaşı, DH73 OM'li bitümlü marn ardalanmalı paket, DH74 OM'ce zengin bitümlü marn, OM'li bitümlü marn (DH76), marn (DH77) ve bitümlü marn (DH78)



Şekil 3.34 Tabanda (DH79) ve tavanda (DH80) koyu gri renkli marn, bitümlü marn (DH81), marn (DH82), bitümlü marn seviyeleri (DH83, DH84)



Şekil 3.35 Bitümlü marn (DH85), bitümlü marn (DH87), tabanda dolomitli marn (DH88), orta seviyede dolomitli kıltaşı (DH89) ve üst seviyelerde dolomitli marn (DH90)



Şekil 3.36 DH91-DH100 arası örneklerin alındığı seviyeler



Şekil 3.37 DH100-DH103 arası örneklerin alındığı seviyeler



Şekil 3.38 Dolomitli kilaşı (DH104), dolomitli bitümlü marn (DH105) ve DH106, DH107, DH108 ve DH109 nolu örneklerin alındığı yeşil gri renkli kilaşı-dolomitli marn ardalanmalı seviyeler



Şekil 3.39 Siyah bandlar halinde dolomitli bitümlü marn (DH110), dolomitli marn (DH111) ve beyaz renkli dolomitli marn (DH112) ve yeşil renkli kilaşı (DH113)

3.3.2 Harmancık Dere ölçülü stratigrafi kesiti (HD ÖSK)

Harmancık Dere Stratigrafi Kesiti Kabalar Köyünün güneydoğusunda 58220-27575 başlangıç 59000-28750 bitiş koordinatlarında yer almaktadır. Toplam kalınlığı 366 m olan HD ÖSK'sından 57 adet örnek derlenmiştir (Şekil 3.40).

Harmancık Dere ÖSK'sı tabanda kalınlığı 10-30 cm arasında değişen dolomitli marn ile kalınlıkları 5-50cm arasında değişen yeşil renkli marn ardalanması ile başlamaktadır (Şekil 3.41, Örnek No: HD1- HD3). 20 m kalınlığındaki bu paket içerisinde yeşil renkli marn seviyeleri içerisinde 4 adet koyu siyah renkli bol organik maddeli bitümlü marn seviyeleri tespit edilmiştir.

Yukarıda anlatılan 20 m'lik paket üzerine 20 m kalınlığında pembe krem renkli dolomitli marn ve yeşil renkli marn ardalanmalı bir paket gelmektedir (Şekil 3.42, Örnek No: HD4). Bu 20 m'lik paketin üzerine denizin regresiyonu sonucunda Ağsaklar formasyonunun kırmızı renkli kilaşı ve silttaşı seviyeleri gelmekte olup bu paketin seviyesi 20m olarak ölçülmüştür (Şekil 3.43, Örnek No: HD5-HD6). Bu paketin son 5 metrelik üst seviyeleri ise depolanma ortamının derinleşmesi ile bordo renkli silisifiye kilaşları çökelmiştir (Şekil 3.44, Örnek No: HD7- HD10).

Harmancık Dere ÖSK'sının 116. metresine kadar yukarıda anlatılan seviyeler üzerine gelen mavi-krem renkli dolomitli-silisli kilaşı ve dolomitli marn seviyeleri tespit edilmiştir (Şekil 3.45, Örnek No: HD9-HD11-Şekil 3.46, Örnek No: HD12).

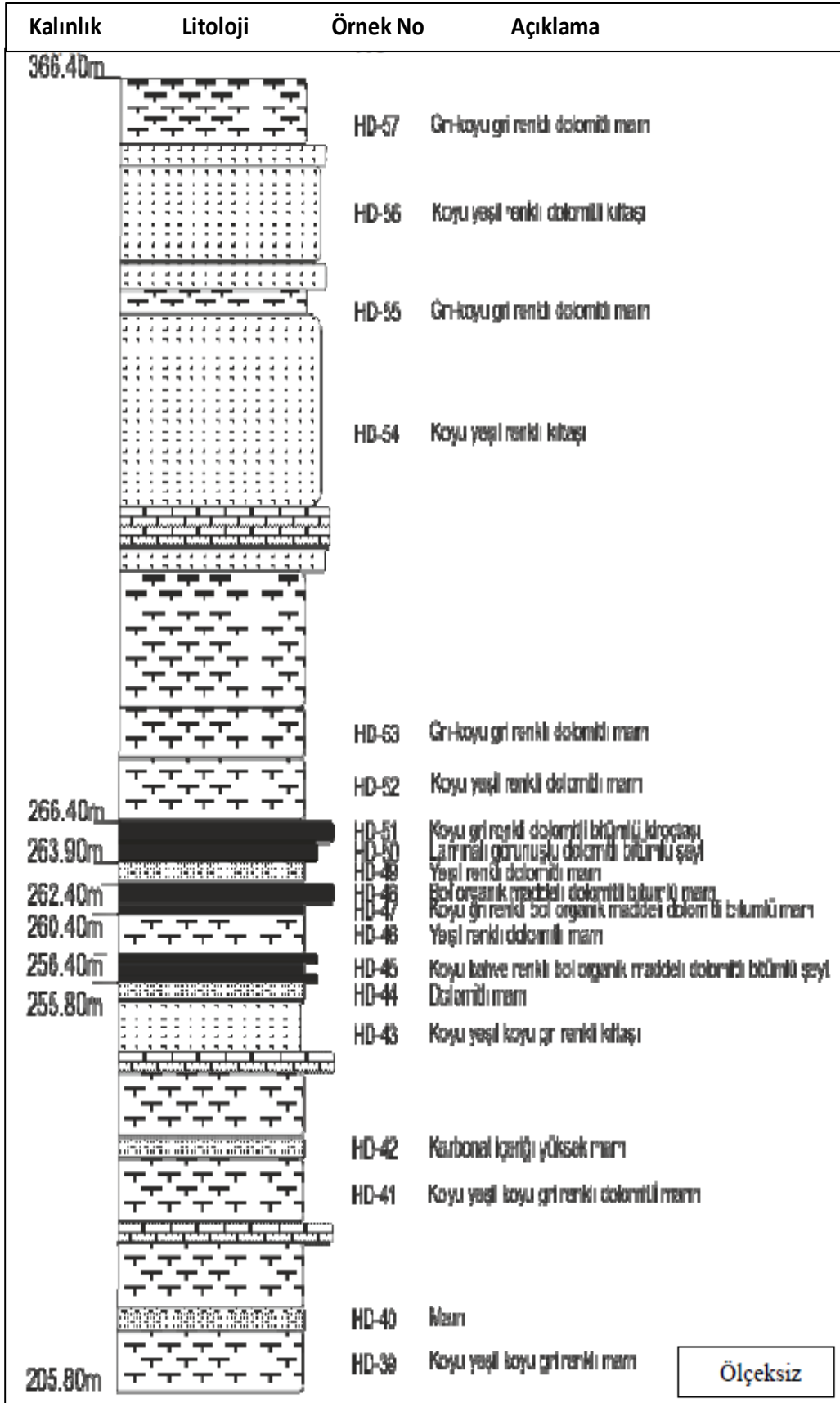
116.metreden sonra toplam kalınlığı 30 m'yi bulan ve yoğun şekilde bitümlü marn-bitümlü şeyl ağırlıklı aralarında 50cm-1m kalınlıklı gri-yeşil dolomitli marnların bulunduğu bir seri gelmektedir (Şekil 3.46, Örnek No: HD13- HD16).

146.metreye kadar yukarıda anlatılan seviyeler üzerine 11 m kalınlığında kahverenkli-koyu gri renkli dolomitli bitümlü marn-dolomitli marn-kilaşı ve tekrar dolomitli bitümlü marn-şeyl seviyeleri arabandlı olarak gelmektedir (Şekil 3.47, Örnek No: HD17- HD23). 157m ile 182m arasında 25 m kalınlığında organik maddece zengin kahverenkli dolomitli bitümlü marn-şeyl ardalanmalı birimler gözlemlenmiştir. Bu 25

m'lik paket içerisinde bitümlü şeyl oranı %20 iken bitümlü dolomitli marnların oranı %80'dir (Şekil 3.48, Örnek No: HD24- HD27).

Kalınlık	Litoloji	Örnek No	Açıklama
205.80m		HD-38	Organik maddece zengin bitümlü kireçtaşı
204.30m		HD-37	Bol gastropod fosilli marn
201.80m		HD-36	Griimsi kahverenkli, organik maddeli bitümlü marn
		HD-35	Koyu gri renkli bol fosilli marn
		HD-33	Koyu gri renkli marn
199.30m			Gri renkli, bol organik maddeli bitümlü marn
		HD-32	Koyu gri renkli bitümlü marn
187.30m		HD-31	Organik maddeli kırıntıda HC kokulu bitümlü kilitaşı
		HD-30	Yeşilimsi renkli marn
		HD-29	Kahverenkli organik maddeli dolomitli bitümlü şeyl.
182.30m		HD-28	Sarımsı renkli dolomitli marn
		HD-27	Kahve-koyu gri renkli organik maddeli bitümlü marn
		HD-26	Organik maddece zengin koyu kahverenkli bitümlü marn
		HD-25	Organik maddece zengin bitümlü marn
		HD-24	Dolomitli bitümlü şeyl.
157.30m		HD-23	Kahve renkli dolomitli bitümlü şeyl.
153.30m		HD-22	Gri renkli organik maddeli dolomitli bitümlü marn
151.30m		HD-21	Kahverenkli organik maddece zengin bitümlü şeyl
148.80m		HD-20	Dolomitli kilitaşı
148.50m		HD-19	Pembe renkli dolomitli marn
146.50m		HD-18	Koyu kahve renkli lamine bol organik maddeli dolomitli bitümlü şeyl
		HD-17	Koyu gri renkli organik maddece zengin dolomitli bitümlü marn
		HD-16	Kahverenkli bol organik maddeli dolomitli bitümlü marn
		HD-15	Yeşil renkli dolomitli marn
		HD-14	Bol organik maddeli dolomitli bitümlü marn
116.50m		HD-13	Dolomitli bitümlü şeyl
		HD-12	Dolomitli marn
91.50m		HD-11	Krem renkli dolomitli marn
88.00m		HD-10	Dolomitli marn
		HD-9	Krem renkli silisli kilitaşı
63.00m		HD-8	Petrol mavimsi renkli dolomitli kilitaşı
60.00m		HD-7	Bordo renkli silisliye kilitaşı
		HD-6	Ağsıklar Formasyonu na alt ince taneli silisli
40.00m		HD-5	Ağsıklar Formasyonu na alt kırmızı renkli kilitaşı
		HD-4	Pembe krem renkli dolomitli marn
20.00m		HD-3	Dolomitli kilitaşı
		HD-2	Yeşil renkli marn
00.00m		HD-1	Dolomitli marn

Şekil 3.40 Harmancık Dere ölçülü stratigrafik kesiti (HD ÖSK)



Şekil 3.40 Harmancık Dere ölçülü stratigrafik kesiti (HD ÖSK) (devam)



Şekil 3.41 20m kalınlığındaki paket içerisinde yer alan dolomitli marn (HD1), yeşil renkli marn (HD2) ve dolomitli marn (HD3) ardalanmalı seviyeler



Şekil 3.42 Dolomitli marn (HD4) ve marn ardalanmalı seviyeler



Şekil 3.43 Kırmızı renkli kıltaşı-silttaşı (HD5-HD7), tabanda kırmızı renkli kıltaşı (HD5) ve ince taneli silttaşı (HD6) seviyeleri



Şekil 3.44 Silisifiye kilaşı (HD7), petrol mavisi renkli dolomitli kilaşı (HD8), silisifiye kilaşı (HD9) ve dolomitli marn (HD10) ardalanmalı seviyeler



Şekil 3.45 HD9 ve HD10 tabakaları arasında yeşil renkli marn birimleri, 3,5m kalınlığında dolomitli marn ve marn ardalanmalı seviye (HD11)



Şekil 3.46 Dolomitli marn ve marn ardalanmalı seviye (HD12), gri marnların bulunduğu 30m'lik paket (HD13, HD14, HD15, HD16)



Şekil 3.47 OM'li dolomitli bitümlü marn (HD17), dolomitli bitümlü şeyl (HD18), dolomitli marn (HD19) ve dolomitli kıltaşı seviyeleri, dolomitli marn-dolomitli kıltaşı (HD19,HD20), OM'li bitümlü şeyl-bitümlü dolomitli marn (HD21,HD22) ve dolomitli bitümlü şeyl seviyeleri (HD23)



Şekil 3.48 Dolomitli bitümlü şeyl (HD24), OM'li bitümlü marn (HD25), OM'ce zengin bitümlü marn (HD26) ve en üst seviyede HD27 seviyesi

182m ile 205 m arasındaki kısımlarda kahverenkli-gri renkli organik maddeli dolomitli bitümlü marn seviyeleri ile ardalanmalı yeşilimsi-koyu renkli bazı seviyelerinde fosilli marn birimleri yer almaktadır (Şekil 3.49, Örnek No:HD28-HD30-Şekil 3.50, Örnek No: HD 32-HD35 gastropot fosilli, HD36- HD38).

205m ile 255m arasında toplam kalınlığı 50m'yi bulan koyu yeşil-koyu gri renkli dolomitli marn ve koyu yeşil-koyu gri renkli kıltaşı ardalanmalı seviye gelmektedir. Bu

50 metrelik paketin %70'ini marnlar oluştururken %30'luk kısmını kilaşları oluşturmaktadır (şekil 3.51, rnek No: HD39-HD44).

Yukarıda anlatılan 50 metrelik paketin üzerine 11m kalınlığında koyu kahve renkli dolomitli bitümlü şeyl (HD45), koyu gri renkli dolomitli bitümlü marn (rnek No: HD47), bol organik maddeli dolomitli bitümlü marn (rnek No: HD48), laminalı dolomitli bitümlü şeyl (HD50), koyu gri renkli dolomitli bitümlü kireçtaşı (HD51) ardalanmalı yeşil renkli dolomitli marn seviyeleri gelmektedir (şekil 3.52, rnek No: HD45-HD48, şekil 3.53, rnek No: HD50-HD51).

266.metreden sonra SK'nın bitiş noktası olan 366.metreye kadar 100m kalınlığında koyu yeşil-koyu gri renkli dolomitli marn, koyu yeşil renkli kilaşı ardalanmalı birimler gelmektedir (şekil 3.53, rnek No: HD52-HD53-şekil 3.54, rnek No: HD54-HD57).

Harmancık Dere SK'sından toplam 57 adet örnek derlenmiş olup bunun 12 adeti dolomitli bitümlü marn, 8 adeti dolomitli bitümlü şeyl, 1 adeti bitümlü kilaşı ve 1 adeti bitümlü kireçtaşı olarak tespit edilmiştir. Bitüm içeren seviyelerimizin SK içerisindeki toplam kalınlığı 55m'yi bulmaktadır.



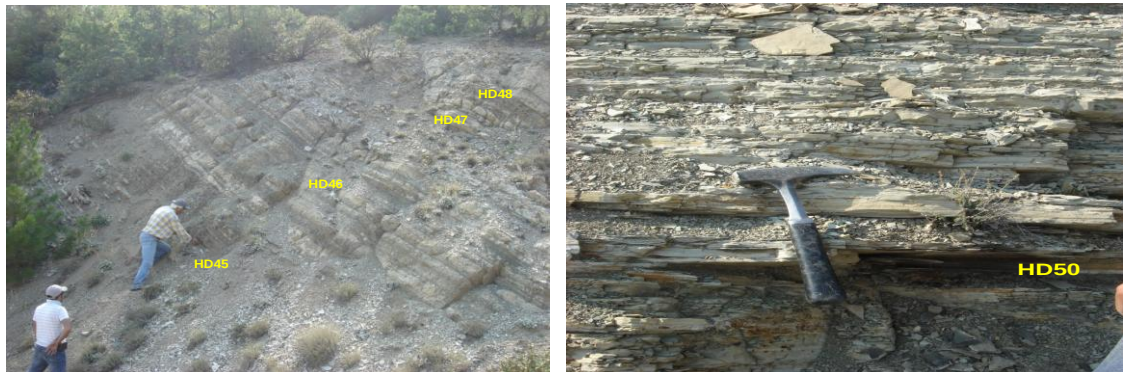
şekil 3.49 5m kalınlığında sarımsı dolomitli marn (HD28), kahverenkli OM'li dolomitli bitümlü şeyl (HD29) ve yeşilimsi renkli marn (HD30) ardalanmalı seviye



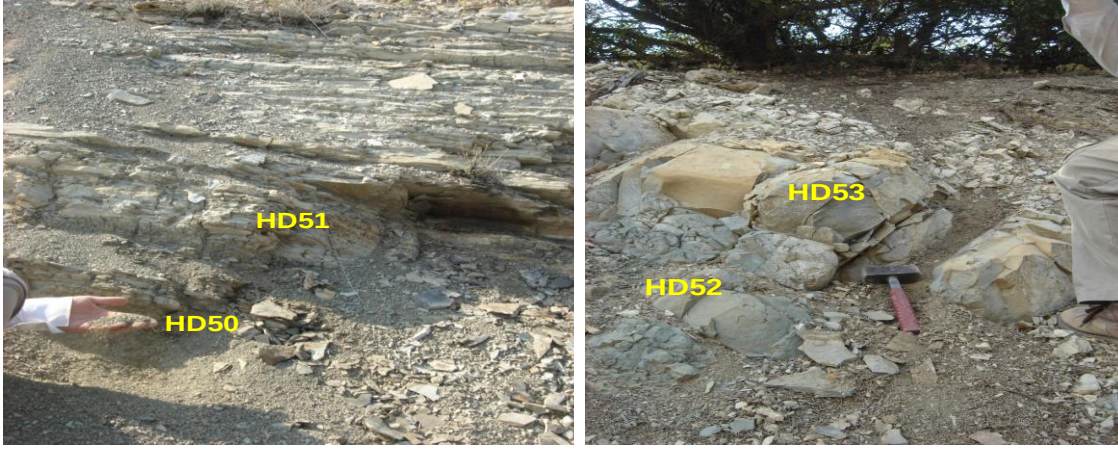
Şekil 3.50 Bitümlü marn (HD32), OM'li bitümlü marn (HD33) ve bitümlü marn (HD34) ve bol fosilli marn (HD35), OM'li bitümlü marn (HD36), fosilli marn (HD37) ve OM'li bitümlü marn seviyeleri (HD38)



Şekil 3.51 50m kalınlığında koyu yeşil-koyu gri renkli marn, 10-40cm tabaka kalınlıklı marn (HD39,HD40), dolomitli marn karbonat içeriği yüksek marn (HD41,HD42) ve dolomitli marn (HD43,HD44) ardalanmalı seviyeleri



Şekil 3.52 Bol OM'li dolomitli bitümlü şeyl (HD45), dolomitli marn (HD46) ve OM'li dolomitli bitümlü marn ve bol OM'li dolomitli bitümlü marn (HD47, HD48) seviyeleri



Şekil 3.53 Laminalı görünümlü dolomitli bitümlü şeyl (HD50) ve dolomitli bitümlü kireçtaşı (HD51) ardalanmalı seviye, 100m kalınlığında tabanda koyu yeşil renkli dolomitli marn, gri-koyu gri renkli dolomitli marn (HD52, HD53)



Şekil 3.54 Orta seviyelerde koyu yeşil renkli kiltası, gri-koyu gri renkli dolomitli marn (HD54, HD55) ve üst seviyelerde koyu yeşil dolomitli marn ve gri-koyu gri renkli dolomitli marn (HD56, HD57) birimleri

3.3.3 Emzik Beleni ölçülü stratigrafi kesiti (HE ÖSK)

Emzik Beleni Ölçülü Startigrafi Kesiti, Kabalar Köyünün kuzey doğusunda, Dağhacılar Köyünün hemen kuzeyinde 61965-27275 başlangıç, 61735-27388 bitiş koordinatlarında yer almaktadır. Emzik Beleni ÖSK'sı tabanda Paleosen yaşlı Ağsaklar formasyonunun kırmızı bordo renkli, orta kaba taneli kumtaşı-marn ardalanması ile başlar. Bunun üzerine Paleosen-Eosen yaşlı Hatıldağ formasyonu kiltası-marn ardalanmalı olarak devam eder. 250 m kalınlığındaki Emzik Beleni ÖSK'sından 45 adet örnek derlenmiştir (Şekil 3.55)

Emzik Beleni ÖSK'sı tabanda silisifiye kilaşı ile başlar ve gri renkli dolomitli marn seviyeleri ile ardalanmalı olarak 20 m kalınlığa kadar devam eder (Şekil 3.56, Örnek No: HE1, HE2). Bu 20 m'lik paketin üzerine 15 m kalınlığında yeşil renkli dolomitli karbonatlı kilaşı ve beyaz renkli dolomitli marn ardalanmalı seviye gelmektedir (Şekil 3.57, Örnek No: HE3-HE4).

35 m ile 65 m aralığında 30 m kalınlığında yeşil- açık gri renkli dolomitli- yeşil renki karbonatlı kilaşı- koyu gri renkli dolomitli marn- yeşil kahverenkli dolomitli marn ardalanmalı seviyeler gelmektedir(Şekil 3.58, Örnek No: HE5, HE6, HE7, HE8).

65 m- 75 m aralığında yeşil renkli dolomitli marn ve kahverenkli bitümlü dolomitli marn ardalanmalı seviye gelmektedir (Şekil 3.59, Örnek No: HE9-HE10). 75 m'den sonra 30 m kalınlığında silisifiye krem renkli kilaşı-dolomitli şeyl ve yeşil gri renkli dolomitli marn ardalanmalı seviye gelmektedir. Bu paketin %60 lık bölümünü dolomitli marnlar, %25 lik bölümünü silisifiye kilaşı ve %15 lik bölümünü dolomitli şeyl oluşturmaktadır. Buradaki marnların tabaka kalınlıkları 40-60 cm, şeyl tabaka kalınlıkları 40 cm ve silisifiye kilaşları tabaka kalınlıkları ise 4-8 cm olarak ölçülmüştür (Şekil 3.59, Örnek No: HE11,Şekil 5.38 Örnek No:HE13- HE15).

105 m ile 145 m arasında 40 m kalınlığında sarı- beyaz krem ve yeşil renk aralığında değişen dolomitli marn seviyeleri gelmektedir. Burada yer alan dolomitli marn tabaka kalınlıkları 10 cm ile 1.5 m arasında değişkenlik göstermektedir (Şekil 3.60, Örnek No: HE16- HE22-Şekil 3.61, Örnek No:HE23-HE24).

145 m ile 160 m arasında 15 m kalınlığında yeşil renkli marn ve kilaşı ardalanmalı bitümlü dolomitli marn- şeyl seviyeleri gelmektedir (Şekil 3.61, Örnek No: HE25-HE27-Şekil 3.62 Örnek No: HE25-HE31 arası seviyeler).

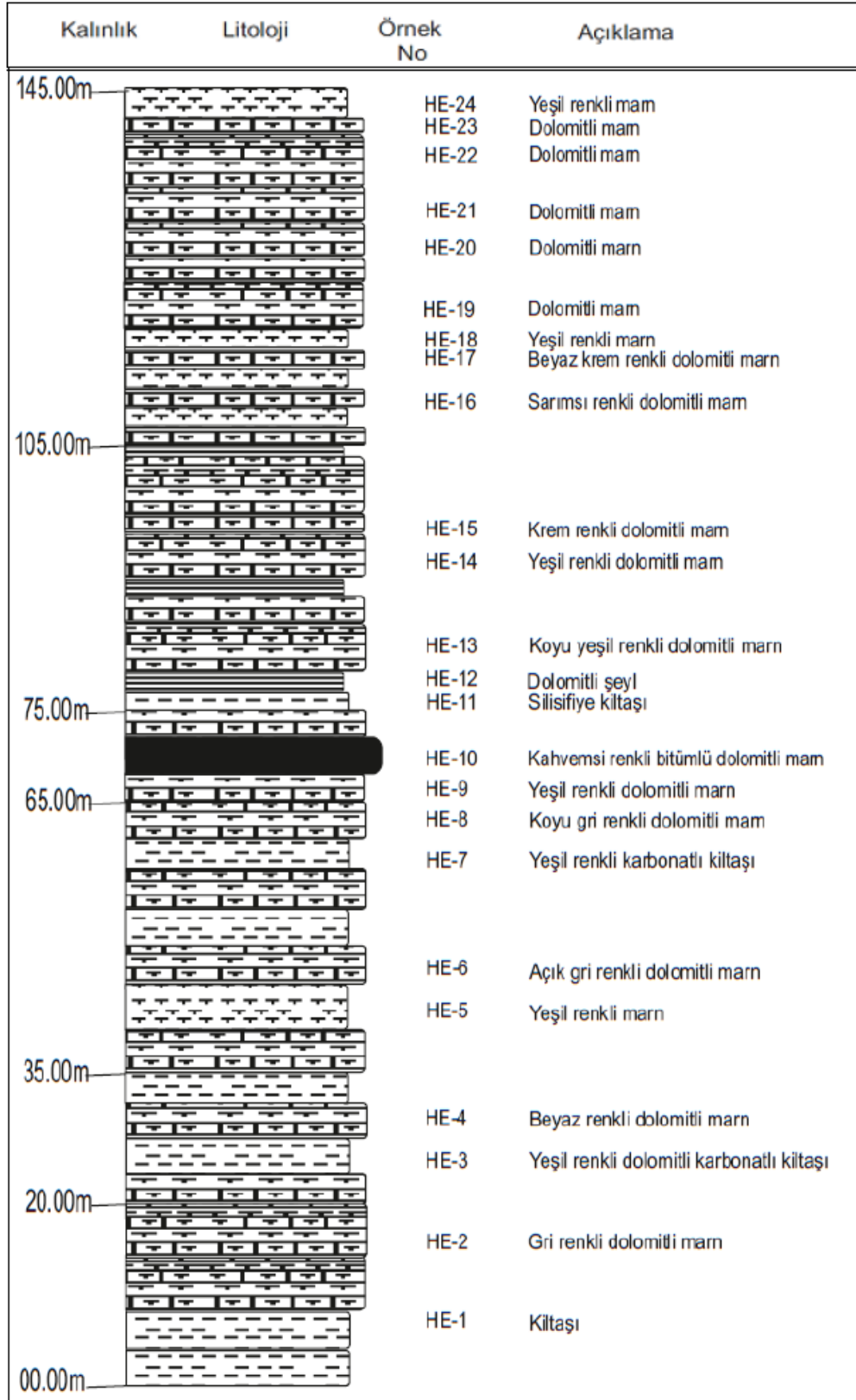
160 m ile 167 m arasında kahverenkli bitümlü marn- krem renkli marn ve koyu gri renkli bitümlü marn ardalanmalı seviye bulunmaktadır (Şekil 3.62, Örnek No: HE32-HE34).

167 m ile 187 m aralığında koyu yeşil- krem- koyu gri renkli marn ardalanmalı seviyeler gelmektedir. 183. Metrede bol fosilli dolomitli marn seviyesi bulunmaktadır. 187. metrede ise koyu yeşil renkli kilitaşı seviyesi bulunmaktadır (Şekil 3.63, Örnek No: HE35- HE38-Şekil 5.42 HE Örnek No: 39, HE40- HE42).

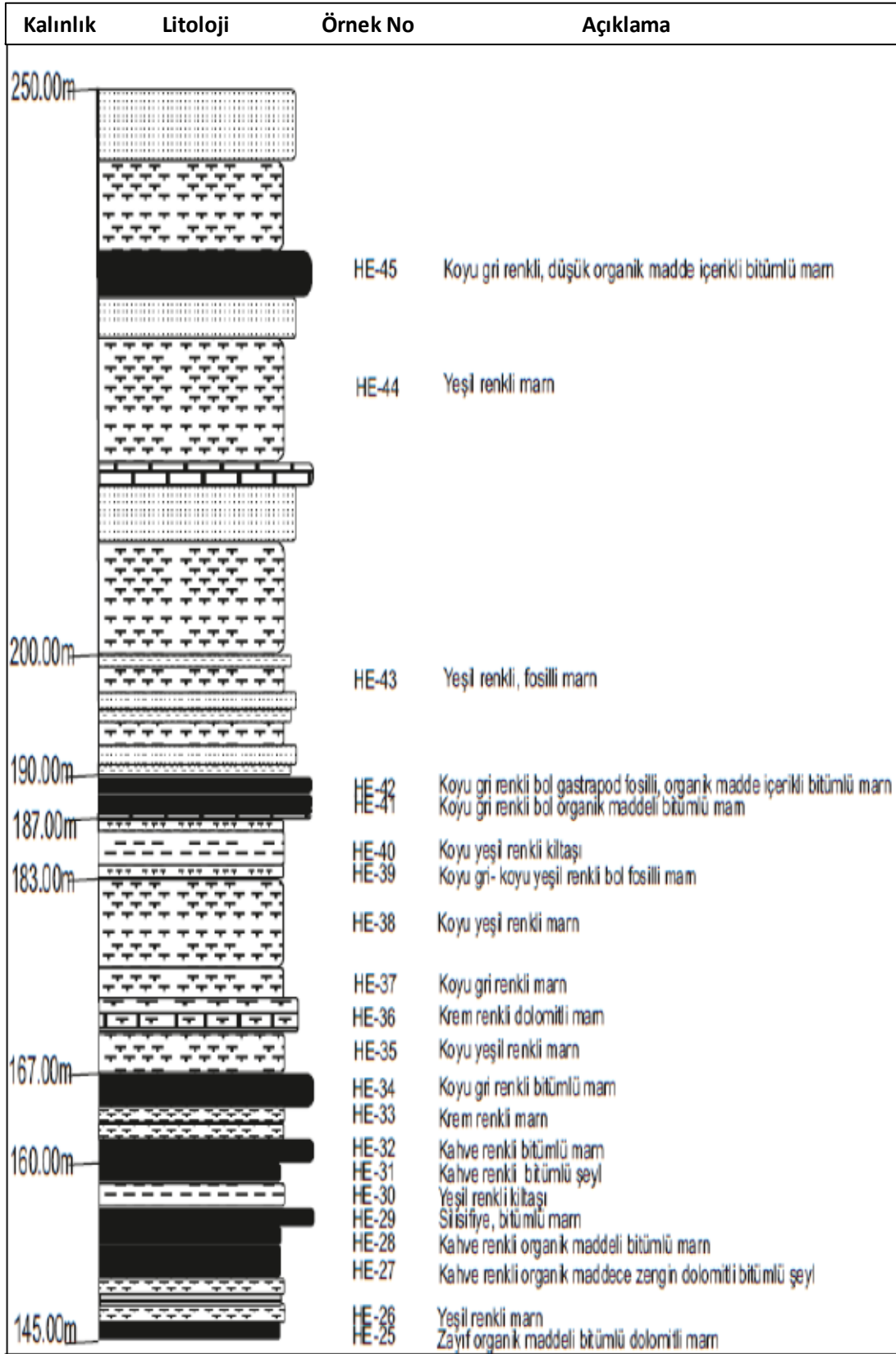
187 m ile 190 m arasında 3 m kalınlığında koyu gri renkli bol organik maddeli bitümlü marn ve bol gastropot fosilli bitümlü marn seviyesi gelmektedir (Şekil 3.65, Örnek No: HE42).

190 m ile 250 m aralığında yeşil renkli kumtaşı- marn ve koyu gri renkli marn ardaanmalı seviye gelmektedir. 235. metrelerde 1 m kalınlığında koyu gri renkli düşük organik maddeli bitümlü marn seviyesi yer alır (Şekil 3.66, Örnek No: HE44-HE45).

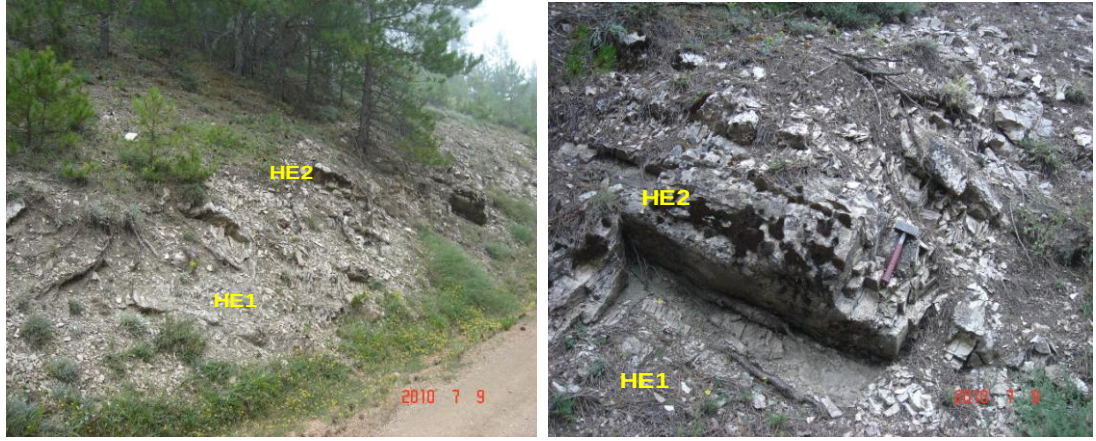
Emzik beleni ÖSK'sından 45 adet örnek derlenmiş olup bunun 9 adeti dolomitli bitümlü marn ve 2 adeti dolomitli bitümlü şeyl olarak tespit edilmiştir. ÖSK içerisinde bitümlü birimlerin toplam kalınlığı yaklaşık 24 m'dir.



Şekil 3.55 Emzik Beleni ölçülü stratigrafik kesiti (HE ÖSK)



Şekil 3.55 Emzik Beleni ölçülü stratigrafik kesiti (HE ÖSK) (devam)



Şekil 3.56 Gri renkli kıltaşı (HE1) ve dolomitli marn (HE2) ardalanmalı seviye



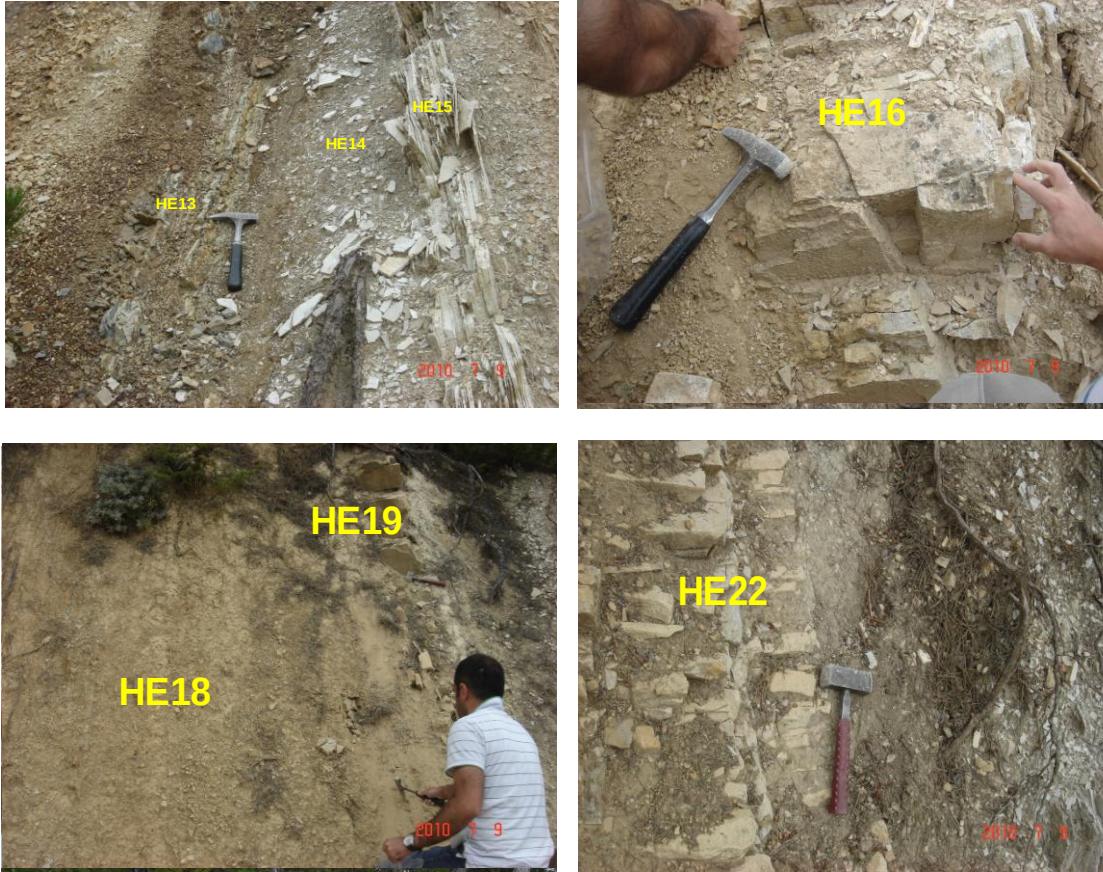
Şekil 3.57 Dolomitli karbonatlı kıltaşı (HE3) ve silisifiye dolomitli marn (HE4) ardalanmalı seviyeler



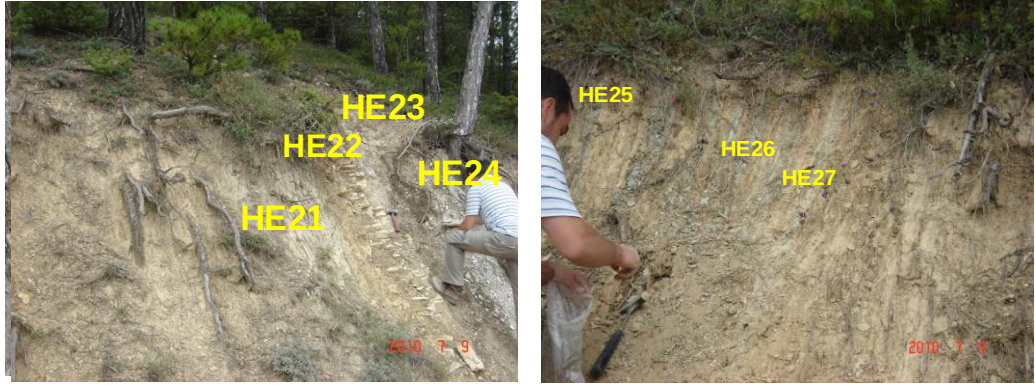
Şekil 3.58 Marn (HE5) ve dolomitli marn ardalanmalı seviyeler (HE6), HE5 ve HE6 örnekleri bu paketin tabanından, HE7 (yeşil renkli karbonatlı kıltaşı) ve HE8 (koyu gri dolomitli marn) örnekleri



Şekil 3.59 Dolomitli marn (HE9) ve bitümlü dolomitli marn ardalanmalı paket, 30 m kalınlığında silisifiye kıltaşı (HE11)-dolomitli marn ardalanmalı paket



Şekil 3.60 Paketin üst seviyelerinden alınmış koyu yeşil renkli dolomitli marn (HE13), yeşil renkli dolomitli marn (HE14) ve krem renkli dolomitli marn örnekleri, 40m kalınlığında tabanda sarımsı renkli dolomitli marn (HE16), beyaz krem renkli dolomitli marn (HE17), orta seviyelerde yeşil renkli marn (HE18)-dolomitli marn (HE19)-dolomitli marn (HE20), üst seviyelerden dolomitli marn (HE21, HE22, HE23)



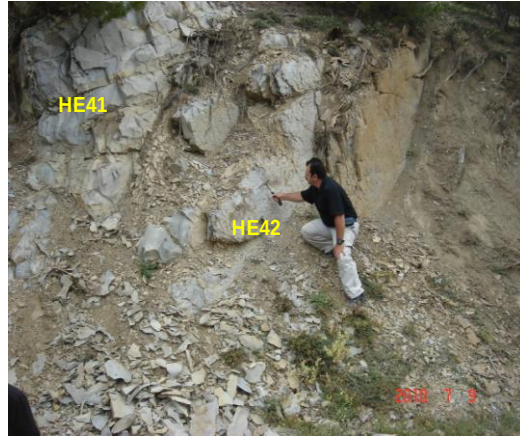
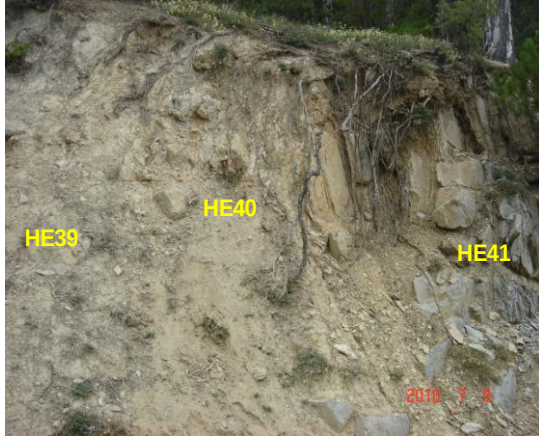
Şekil 3.61 Üst seviyelerden dolomitli marn (HE21, HE22, HE23) ve yeşil renkli marn (HE24), 15m kalınlığında tabanda kahverenkli zayıf OM'li bitümlü dolomitli marn (HE25), yeşil renkli marn (HE26) ve kahve renkli OM'li zengin dolomitli bitümlü şeyl (HE27) ardalanmalı seviyeler



Şekil 3.62 7 m kalınlığında kahve renkli bitümlü marn (HE32), koyu gri renkli bitümlü marn (HE34) ve aralarında 5-10cm kalınlıklı krem renkli marn (HE33) seviyeleri



Şekil 3.63 Krem renkli marn (HE33), 16 m kalınlığında krem renkli dolomitli marn (HE36), koyu gri renkli dolomitli marn (HE37) ve koyu yeşil renkli marn (HE38) seviyeleri



Şekil 3.64 4m kalınlığında ince taneli koyu gri-koyu yeşil renkli bol fosilli marn (HE39)-koyu yeşil renkli marn (HE40) ardalanmalı paket, 3m kalınlığında koyu gri renkli bol bitümlü marn (HE41)



Şekil 3.65 Koyu gri renkli bol gastropod fosilli bitümlü marn (HE42) seviyeleri



Şekil 3.66 50m kalınlığında yeşil renkli marn (HE44) ve koyu gri renkli düşük organik maddeli bitümlü marn (HE45) seviyeleri

3.3.4 Karanlık Dere ölçülü stratigrafi kesiti (KD ÖSK)

Karanlık Dere Ölçülü Stratigrafi Kesiti çalışma alanının Kabalar Köyünün batısında 60190-19815 başlangıç, 60035-20350 bitiş koordinatlarında yer almaktadır. Karanlık Dere ÖSK'sının toplam kalınlığı 363 m olup 47 adet örnek derlenmiştir (Şekil 3.67).

Karanlık Dere ÖSK'sı tabanda kalınlığı 40cm-10m arasında değişen sarımsı-krem renkli dolomitli marn ile başlayıp üzerinde koyu yeşil renkli dolomitli marn ve dolomitli bitümlü marn ile 15 m kalınlığında devam eder. Taban seviyelerde bu dolomitli marn seviyeleri arasında kalınlığı 1-3 cm olan 3 adet bitümlü şeyl ara tabakası bulunmaktadır. Anlatılan bu paketin üst kesimlerine doğru kalınlığı 2-10 cm'ye kadar çıkabilen koyu gri- siyah renkli bol organik maddeli bitümlü şeyl- bitümlü marn ardalanmaları gelmektedir. Krem renki dolomitli marnın üstüne koyu yeşil- koyu siyah renkli dolomitli bitümlü şeyl ve koyu yeşil renkli dolomitli marn ve dolomitli bitümlü marn seviyesi gelmektedir (Şekil 3.68, Örnek No: KD1- KD5).

Yukarıda anlatılan 15 m'lik paket üzerine koyu yeşil renkli orta-kaba taneli ince-orta kalın tabakalı gevşek tutturulmuş orta kaba taneli kumtaşı- koyu yeşil renkli 10-30 cm kalınlıklı karbonat bağlayıcılı kumtaşı ardalanmalı şeklinde devam eden 75 m kalınlığında bir paket yer almaktadır. Bu anlatılan paket çökme esnasında denizin regressiyona uğramış ve ortamın sığlaşması ile yoğun akarsu etkisine girdiği bir dönem içerisinde çökmüştür.

75 m'lik paket üzerine 30 m kalınlığında, tabanda ince- orta taneli kalınlığı 10-30 cm olan kumtaşları-marn ardalanmalı seviye ile başlamaktadır. Bu seviyelerin üzerine 15 m kalınlıklı marn, onunda üzerine 30 cm kalınlığında krem renkli dolomitli marn, koyu yeşil dolomitli kilaşı ve marn şeklinde devam eder. (Şekil 3.69, Örnek No:KD6-KD8).

120 m ile 150 m arasında 30 m kalınlığında koyu sarı-krem renkli killi dolomitli kilaşı seviyesi bulunmaktadır. Bu sarı krem renkli killi dolomitli kilaşı içerisinde 5 cm kalınlığında çört tabakalı mercekler bulunmaktadır (Şekil 3.70, Örnek No:KD9).

150 m ile 175 m arasında 25 m kalınlığında tabanda sarımsı krem renkte koyu yeşil-koyu gri dolomitli marn, orta seviyelerde organik maddece zengin dolomitli marn ve üst seviyelerde sarımsı renkte dolomitli marn- koyu gri- yeşil dolomitli marn ardalanmalı seviyeler yer alır. Anlatılan bu paketin orta seviyelerinde 2 adet dolomitli bitümlü marn seviyesi yer almaktadır (Şekil 3.70, Örnek No:KD10- KD13-Şekil 5.49 Örnek No: KD15-KD16).

175 m ile 195 m arasında 20 m kalınlığında koyu yeşil- koyu gri renkli dolomitli marn (Örnek No:KD17), tabaka kalınlığı 5 cm olan koyu kahverenkli organik maddece zengin marn (Örnek No:KD18) ve açık kahverenkli ince orta tabakalı şeyl- dolomitli marn ardalanmalı (Örnek No:KD19) seviyeler yer almaktadır. Bu anlatılan paketin %80'ini koyu gri- koyu yeşil renkli dolomitli marn, %20'sini ise açık kahverenkli plaket orta – ince tabakalı şeyl- dolomitli marn oluşturmaktadır (Şekil 3.71, Örnek No:KD17-KD19).

195m ile 215 m arasında 20m kalınlığında tabanda 1-2,5m kalınlıklı koyu yeşil renkli dolomitli marn (Örnek No:KD20) ve üst seviyelerde 1-3m kalınlıklı beyaz renkli dolomitli marn (Örnek No:KD21) seviyeleri yer almaktadır (Şekil 3.72, Örnek No:KD21).

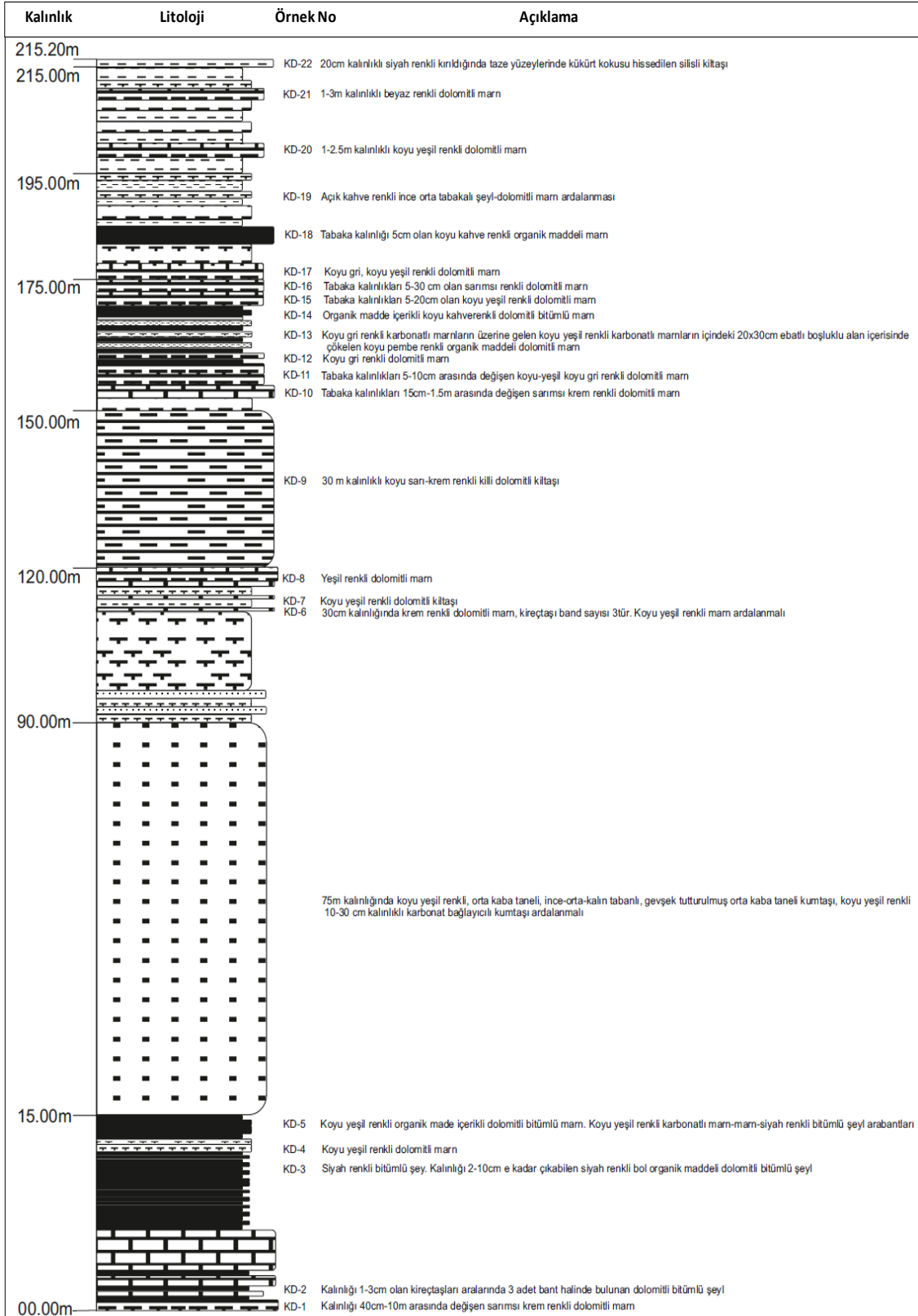
215 m ile 245 m arasında 30 m kalınlığında açık kahverenkli ince orta tabakalı karbonatlı marn- şeyl, orta seviyelerde tabaka kalınlıkları 1-10 cm arasında değişen koyu yeşil renkli dolomitli marn ve üst seviyelerde açık kahverenkli plaket görünümlü dolomitli marn seviyeleri bulunmaktadır.

245 m ile 287 m aralığında yoğun bir biçimde bitümlü marn ve bitümlü şeyl ardalanmalı dolomitli marn birimleri yer almaktadır. Buradaki bitümlerin oranı %30'dur. Bitümlü marn ve şeylerin renkleri koyu gri- siyah, koyu kahve renkli- siyah ve koyu yeşil-koyu kahve renkli aralığında değişmektedir (Şekil 3.72, Örnek No:KD25-KD26-Şekil 3.73, Örnek No: KD27-KD28-Şekil 3.74, Örnek No:KD35- KD39,Şekil 3.75, Örnek No: KD40- KD44).

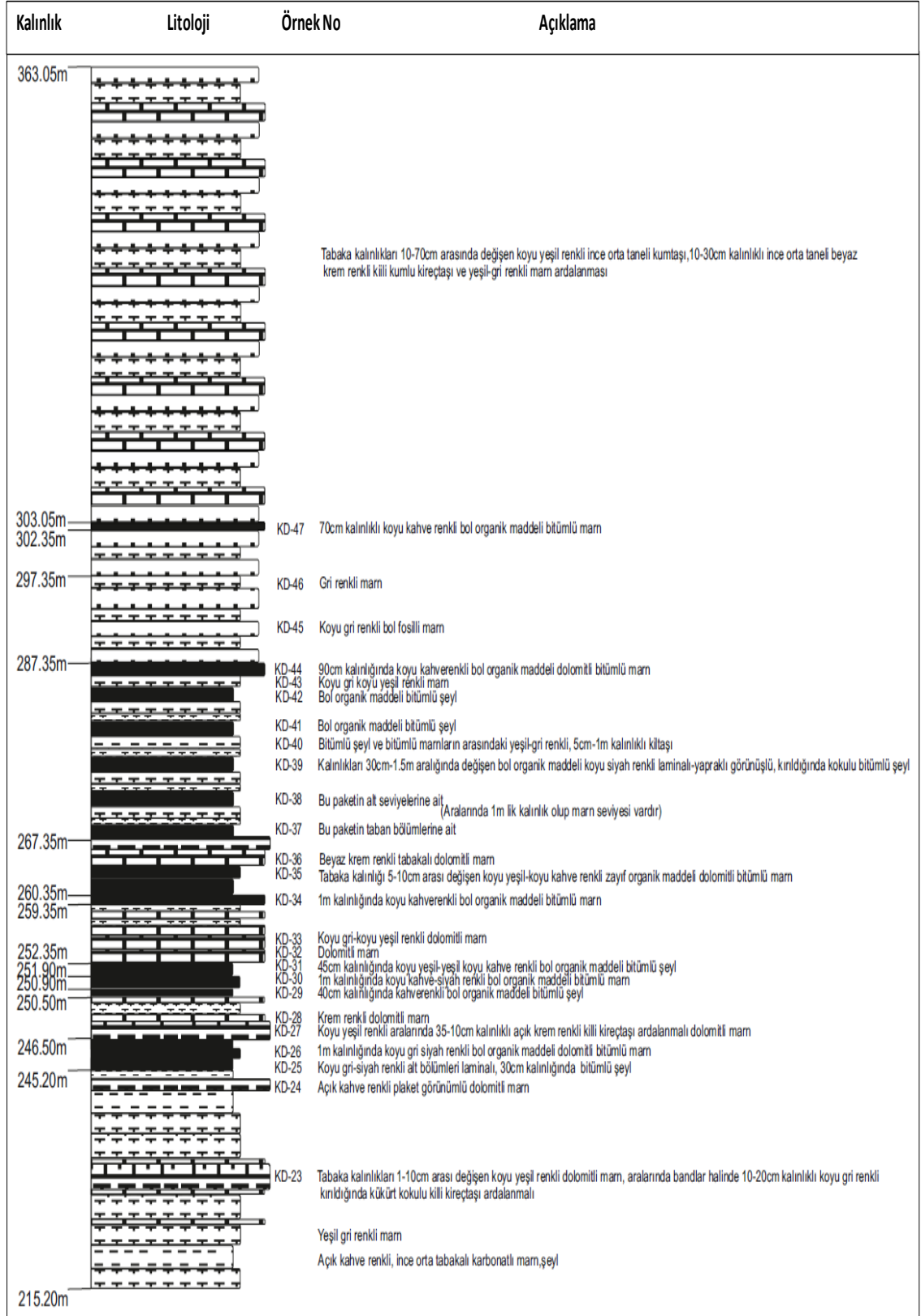
287 m ile 303 m aralığında tabanda koyu gri renkli bol fosilli marn (Örnek No:KD45), orta seviyelerde gri renkli marn ve üst seviyelerde 70 cm kalınlığında koyu kahve renkli bol organik maddeli bitümlü marn seviyesi yer almaktadır (Şekil 3.76, Örnek No:KD47).

303 m'nin üzerine 60 m kalınlığında tabaka kalınlıkları 10-70 cm arasında değişen koyu yeşil renkli ince orta taneli kumtaşı, 10-30 cm kalınlıklı ince orta taneli beyaz krem renkli killi kumlu kireçtaşı ve yeşil gri renkli marn aralanmalı seviye gelmektedir.

Karanlık Dere ÖSK'sından 47 adet örnek derlenmiş olup bunun 8 adeti dolomitli bitümlü marn ve 8 adeti dolomitli bitümlü şeyl olarak tespit edilmiştir (25 m kalınlığında).



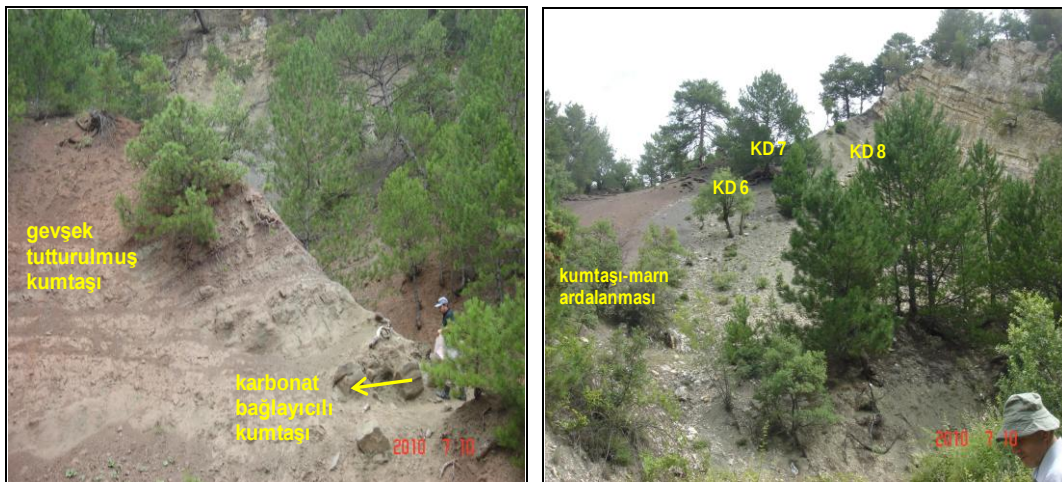
Şekil 3.67 Karanlık Dere ölçülü stratigrafik kesiti (KD ÖSK)



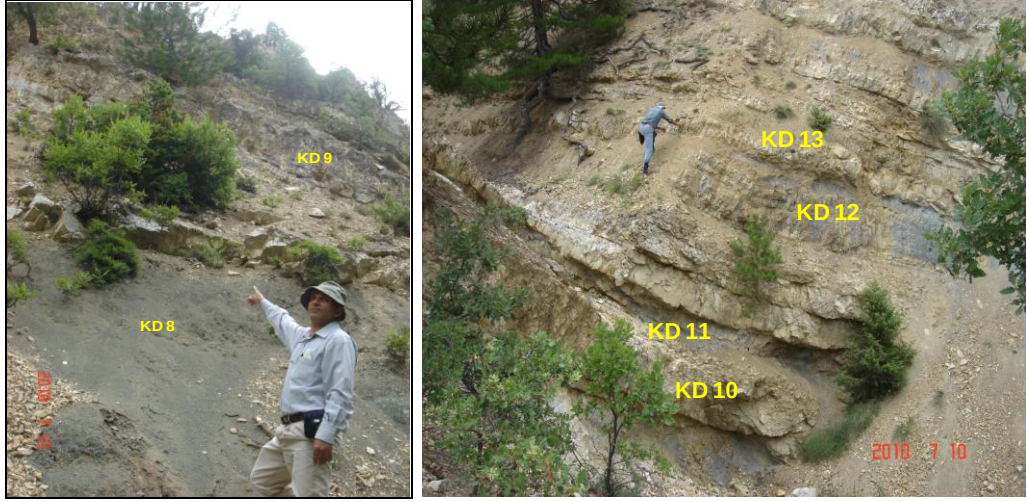
Şekil 3.67 Karanlık Dere ölçülü stratigrafik kesiti (KD ÖSK) (devam)



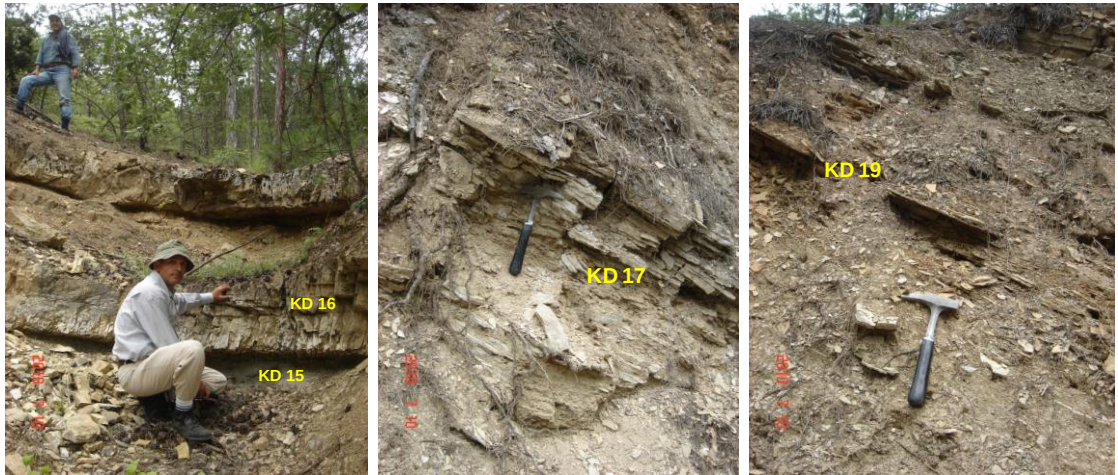
Şekil 3.68 Dolomitli marn (KD1), dolomitli bitümlü şeyl (KD2), dolomitli bitümlü şeyl (KD3), dolomitli marn (KD4) ve OM içerikli bitümlü şeyl ardalanmalı seviyeler (KD5)



Şekil 3.69 Açıktan koyuya değişen renkte dolomitli marn seviyeleri (KD6-KD8)



Şekil 3.70 Dolomitli kiltası seviyeleri (KD9), açıktan koyuya değişen renkteki dolomitli marn seviyeleri (KD10-KD13)



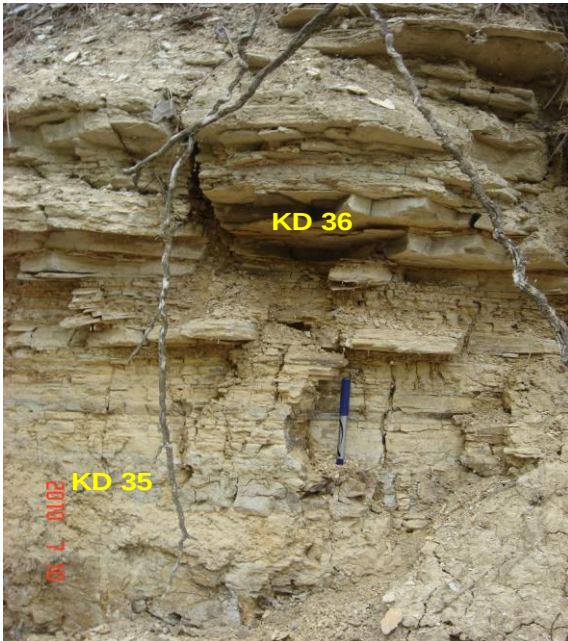
Şekil 3.71 Dolomitli marn seviyeleri (KD15-KD17), şeyl-dolomitli marn ardalanmalı seviyeler (KD19)



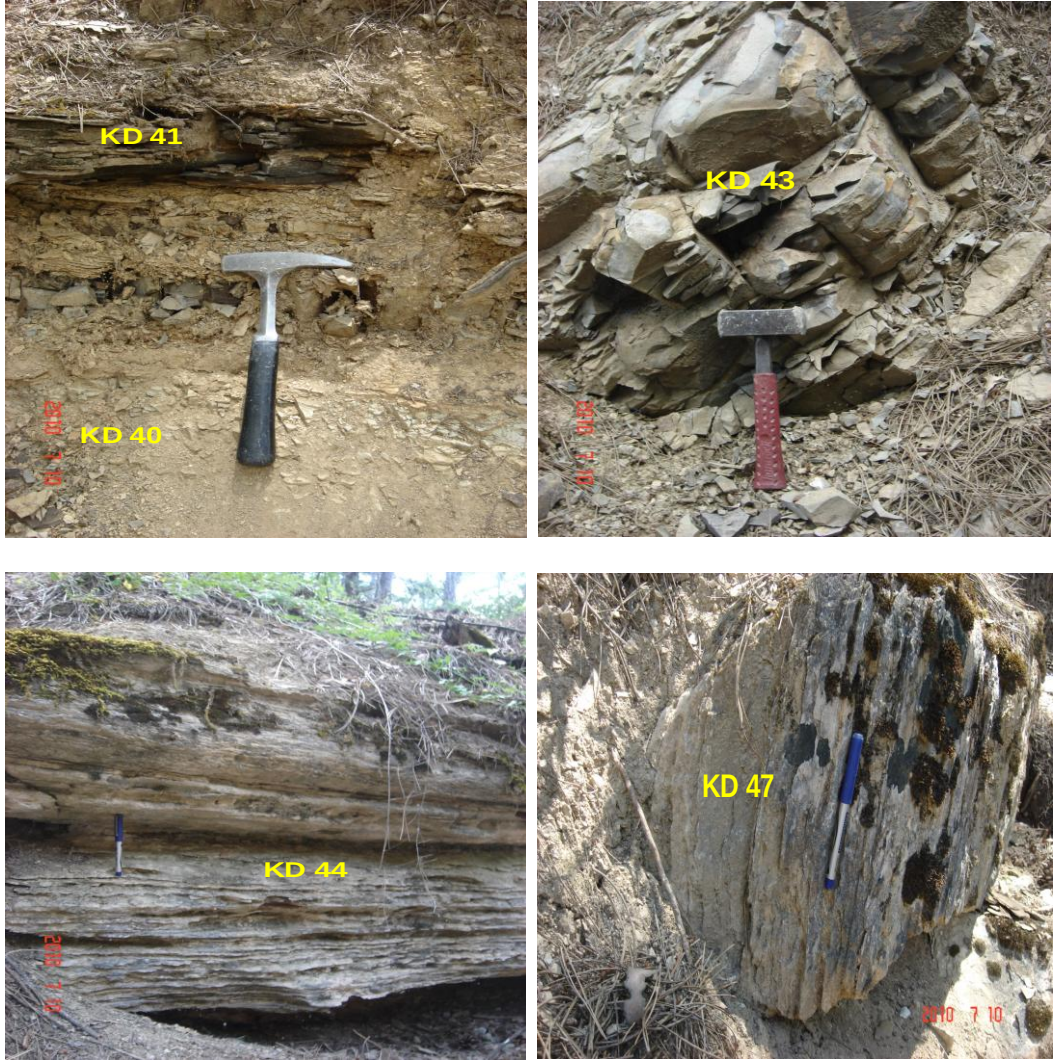
Şekil 3.72 Dolomitli marn seviyeleri (KD21, KD25, KD26)



Şekil 3.73 4m kalınlığında koyu yeşil renkli dolomitli marn (KD 27) ve krem renkli dolomitli marn (KD28)



Şekil 3.74 Dolomitli bitümlü marn (KD35) ve dolomitli marn (KD36) ardalanmalı seviye, bitümlü marn (KD39)



Şekil 3.75 Marn (KD40) ve bitümlü marn (KD41), marn (KD43) ve bitümlü marn (KD44), bitümlü marn (KD 47)

3.3.5 Doruk Tepe ölçülü stratigrafi kesiti (DT ÖSK)

Doruk Tepe ölçülü stratigrafi kesiti Kabalar Köyü'nün Güneybatısında 60105- 23720 başlangıç ve 60239-23710 bitiş koordinatlarında yer almaktadır. Doruk Tepe ÖSK'sinin toplam kalınlığı 191 m olup 100 örnek derlenmiştir (Şekil 3.76, Doruk Tepe (DT) ÖSK'si).

DT ÖSK'si tabanda kırmızımsı, bordo yeşil renkli kumtaşı ve marn ardalanmaları ile başlar. Üste doğru sarımsı, krem renkli killi kireçtaşı, yeşilimsi renkli marn, ince taneli kumtaşı ardalanmalı şekilde devam eder. Anlatılan bu paketin kalınlığı 60 m'dir.

Bu 60 m'lik paketin üzerine 36 m kalınlığında yoğun bir şekilde bitüm içeren marn ve şeyl ardalımalı seviyeler gelmektedir. Burada yer alan bitümlü marn ve şeyl birimlerinin renkleri çoğunlukla kahve, koyu kahve renkli olup belli seviyelerde koyu gri, koyu siyah renktedir.

Bitümlü şeyl ve marn birimleri bol organik madde içermekte olup bazı seviyelerde dolomitleşme gözlemlenmiştir. Bitümlü tabakalar arasında dolomitli kilaşları ve dolomitli marn seviyeleri bulunmaktadır. Bu 36 m'lik paketin yaklaşık %80'nini bitümlü birimler oluşturmaktadır (Şekil 3.77, Örnek No: DT4- DT7-Şekil 3.78, Örnek No: DT10-DT11-Şekil 3.79, Örnek No:DT12- DT18-Şekil 3.80, Örnek No: DT19-DT25-Şekil 3.81, Örnek No: DT26-DT27-Şekil 3.82, Örnek No: DT28, DT36-Şekil 3.83, Örnek No: DT37- DT43-Şekil 3.84, Örnek No: DT48-DT49).

96 m ile 120 m arası koyu gri, koyu kahve, koyu yeşil renkli bol organik maddeli bitümlü marn, koyu yeşil, koyu gri marn ardalımalı birimler yer almaktadır. Bu 24 m kalınlığındaki seviyeler içerisinde DT48 numunesi fosil içermektedir. Anlatılan bu paketin %40'ını bitümlü marn %60'ını ise marn birimleri oluşturmaktadır (Şekil 3.84, Örnek No: DT48- DT52-Şekil 3.85, Örnek No: DT53-DT56-Şekil 3.86, Örnek No: DT57- DT60-Şekil 3.87, Örnek No: DT61-DT62).

120 m ile 150 m arası yoğun bir biçimde bitümlü birimler oluşturmaktadır.

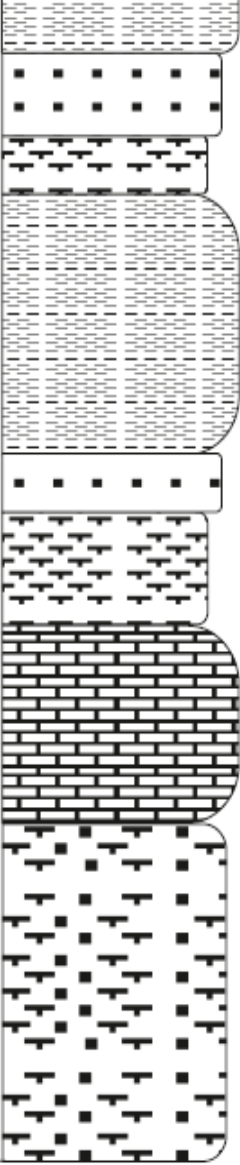
Bu paketin taban kısımlarında daha çok gri, kahve renkli bitümlü marn birimleri oluştururken, orta seviyelerde koyu gri siyah renkli bitümlü dolomitli kilaşları, üst kısımlara doğru ise koyu kahve, koyu gri, koyu yeşil renkli bitümlü dolomitli marn ve kilaşı ardalımalı birimler oluşturmaktadır.

Bu 30 m'lik paketin yaklaşık %90'ını bitümlü birimler oluşturmaktadır (Şekil 3.86, Örnek No: DT59, DT60, Şekil 3.87, Örnek No: DT61-DT62-Şekil 3.88, Örnek No: DT63, DT66-Şekil 3.89, Örnek No: DT70- DT79-Şekil 3.90, Örnek No: DT76- DT79-Şekil 3.91 Örnek No: DT 80- DT82-Şekil 3.92, Örnek No: DT82).

150 m ile 192 m arası bitümlü şeyl- marn ve kıltaşı ardalanmalı birimlerden oluşmaktadır. Buradaki bitümlü şeyl ve marnların renkleri koyu kahve, koyu yeşil renkli olup bol organik madde ihtiva etmektedir. Kıltaşları ise koyu yeşil renkte olup karbonat ihtiva etmektedir.

Bu anlatılan 42 m kalınlığındaki paketin %50'si bitümlü marn, %50'sini ise karbonatlı kil taşları oluşturmaktadır (Şekil 3.92, Örnek No: DT83-Şekil 3.93, Örnek No: DT84-DT85, Şekil 3.94, Örnek No: DT86-DT88-Şekil 3.95, Örnek No: DT89- DT91, DT96-DT97).

Doruk Tepe ÖSK'sından derlenen 100 adet örneğin 16 adeti bitümlü şeyl, 33 adeti bitümlü marn, 3 adeti dolomitli bitümlü marn, 1 adeti dolomitli bitümlü şeyl, 6 adeti bitümlü kıltaşı ve 3 adeti ise dolomitli bitümlü kıltaşı olarak tespit edilmiştir.

Kalınlık	Litoloji	Örnek No	Açıklama
		DT-2	Beyaz krem renkli kilitaşı
			Sarımsı renkli ince taneli kumtaşı
			Yeşil renkli mam
		DT-1	Sarımsı krem renkli killi karbonatlı kilitaşı
			Sarımsı renkli ince taneli kumtaşı
			Yeşilimsi renkli mam
			Sarımsı krem renkli killi kireçtaşı
			Kırmızı-bordo-yeşil renkli kumtaşı mam ardalanması
00.00m			

Şekil 3.76 Doruk Tepe ölçülü stratigrafik kesiti (DT ÖSK)

Kalınlık	Litoloji	Örnek No	Açıklama
97.45m		DT-41	Koyu yeşil renkli mam
		DT-40	Koyu gri renkli organik maddece zengin bitümlü mam
94.95m		DT-39	Koyu kahve renkli bol organik maddeli bitümlü mam
		DT-38	Koyu kahve renkli bol organik maddeli bitümlü marn
		DT-37	Koyu kahve renkli bol organik maddeli bitümlü mam
92.45m		DT-36	Koyu yeşil renkli kilitaşı
92.00m		DT-35	Koyu gri koyu kahve renkli bol organik madde içerenli bitümlü kilitaşı
91.20m		DT-34	Yeşil renkli kilitaşı
89.70m		DT-33	Koyu kahverenkli organik maddece zengin bitümlü mam
		DT-32	Koyu kahverenkli dolomitli marn
88.40m		DT-31	Kahve siyah renkli bol organik maddeli bitümlü marn
		DT-30	Yeşilimsi renkli dolomitli mam
86.40m		DT-29	Kalınlıkları 10-30cm arasında değişen 2 adet seviye halinde bitümlü mam
85.90m		DT-28	1m kalınlığındaki kilitaşı üzerine gelen koyu kahve renkli bitümlü mam
85.30m		DT-27	Koyu kahve koyu yeşil renkli bol organik maddeli kilitaşı
84.30m		DT-26	Yeşil koyu yeşil renkli marn aralarında 3-5cm kalınlığında bitümlü şeyl aralanmalı
83.30m		DT-25	Koyu kahverenkli bol organik madde içerenli bitümlü şeyl
83.00m		DT-21,DT-24	Koyu gri koyu siyah bol organik maddeli bitümlü mam
		DT-20,DT-23	Koyu gri koyu kahve bol organik maddeli bitümlü şeyl
81.00m		DT-19,DT-22	Koyu gri renkli organik madde içerenli karbonatlı kilitaşı
		DT-18	40 cm kalınlıklı koyu gri renkli bol organik maddeli dolomitli bitümlü şeyl
79.00m		DT-17	Koyu gri koyu kahverenkli bol organik maddeli karbonatlı marn
		DT-16	40 cm kalınlıklı koyu yeşil renkli karbonatlı marn
		DT-15	Bol organik maddeli koyu kahve renkli bitümlü mam
		DT-14	Koyu kahve renkli bol organik maddeli bitümlü mam
75.00m		DT-13	Koyu gri renkli oldukça sert içerisindeki çatlaklarda HC sıvımalı silisliye kilitaşı
		DT-12	100cm'lik bitümlü şeyl bitümlü marnın tavanı
		DT-11	100cm'lik bitümlü şeyl bitümlü dolomitli marnın tabanı
		DT-10	50cm kalınlıklı kahverenkli organik maddeli dolomitli marn
		DT-9	150 cm kalınlığında koyu kahverenkli bol organik maddeli bitümlü marn
		DT-8	Organik maddesi düşük bitümlü dolomitli kilitaşı
67.00m		DT-7	Koyu kahverenkli bol organik maddeli bitümlü şeyl seviyesi
		DT-6	Kahverengimsi-koyu yeşil aralarında 1-2mm'lik organik madde bantlı dolomitli kilitaşı
		DT-5	Koyu siyah renkli bol organik maddeli dolomitli marn
		DT-4	Organik maddeli kahverenkli bitümlü şeyl
		DT-3	Kahverenkli düşük organik maddeli bitümlü şeyl

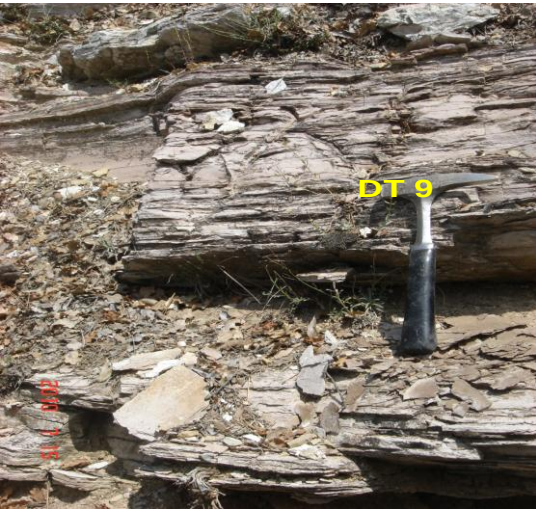
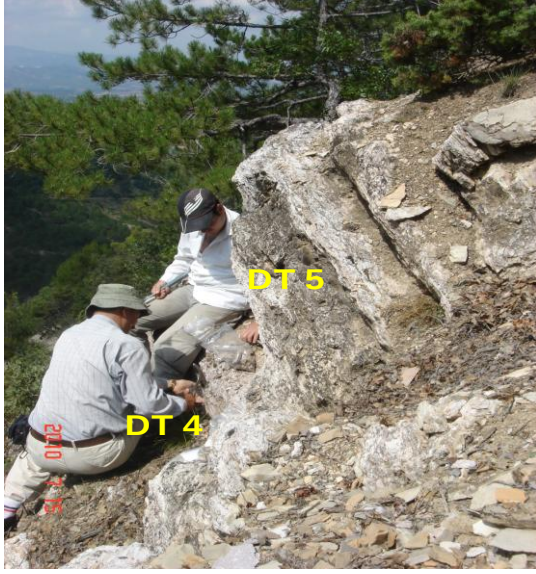
Şekil 3.76 Doruk Tepe ölçülü stratigrafik kesiti (DT ÖSK) (devam)

Kalınlık	Litoloji	Örnek No	Açıklama
130.25m		DT-68	Koyu gri siyah renkli, bol organik maddeli bitümlü dolomitli kilitaşı
		DT-67	Sütlü kahverengli, organik maddece fakir bitümlü dolomitli marn
		DT-66	En üst seviyedeki koyu gri renkli bitümlü marn
		DT-65	Orta kısma ait koyu kahve siyah renkli, bol organik maddeli, bitümlü dolomitli kilitaşı
		DT-64	Orta seviyeye yakın beyaz krem renkli marn
124.25m		DT-63	Gri, kahverengi bitümlü marn
		DT-62	Gri, koyu kahve renkli, bitümlü marn
122.25m		DT-61	Gri renkli, organik madde içeriği düşük bitümlü marn
		DT-60	Mostra yüzeyleri krem sarımsı renkli taze yüzeyleri bej renkte marn-karbonatlı silttaşı ardalanmasının tavan seviyesi, organik madde içeriği artmıştır
119.65m		DT-59	Mostra yüzeyleri krem sarımsı renkli taze yüzeyleri bej renkli marn karbonatlı silttaşı ardalanmasının taban seviyesi
117.75m		DT-58	Pembensi -kahvemi, kırıldığında taze yüzeyleri gri renkli bol organik maddeli bitümlü kireçtaşı
		DT-57	
		DT-56	Koyu kahve -koyu yeşil renkli organik madde içerikli bitümlü marn
114.75m		DT-55	Koyu yeşil renkli marn
		DT-54	Koyu gri renkli organik madde içerikli bitümlü marn
112.25m		DT-53	Marn
		DT-52	Koyu gri renkli bitümlü marn
110.95m		DT-51	Tabanda organik madde içerikli kahve renkli bitümlü marn
109.95m			
107.95m		DT-50	Koyu kahve koyu gri renkli organik madde içerikli bitümlü marn
		DT-49	Koyu gri renkli marn
104.95m		DT-48	Koyu yeşil-koyu gri renkli, fosilli marn
		DT-47	Marn
101.95m		DT-46	Koyu yeşil koyu gri renkli organik maddesi nispeten düşük bitümlü marn
		DT-45	Marn
99.45m		DT-44	Koyu kahve koyu gri renkli bitümlü marn
		DT-43	5-8cm ara bantlar halindeki marn
97.45m		DT-42	Koyu gri bol organik maddeli bitümlü marn

Şekil 3.76 Doruk Tepe ölçülü stratigrafik kesiti (DT ÖSK) (devam)

Kalınlık	Litoloji	Örnek No	Açıklama
191.65m		DT-100	Koyu yeşil renkli karbonatlı kilitaşı
186.65m		DT-99	Koyu kahve koyu yeşil renkli zayıf-orta bollukta organik maddeli bitümlü şeyl
		DT-98	Koyu kahverenkli bol organik maddeli bitümlü karbonatlı kilitaşı
		DT-97	40cm kalınlıkta aralarında 5cm arabantlı organik maddece fakir bitümlü şeyl
		DT-96	Koyu kahve koyu yeşil renkli zayıf-orta bollukta organik maddeli bitümlü mam
		DT-95	Koyu yeşil renkli kilitaşı
		DT-94	20cm kalınlıkta bitümlü şeyl
		DT-93	Koyu kahve renkli karbonatlı bitümlü mam
171.65m		DT-92	Koyu siyah koyu kahve renkli bol organik maddeli bitümlü şeyl
		DT-91	Koyu yeşil renkli karbonatlı kilitaşı
		DT-90	Koyu gri, koyu kahve renkli bitümlü şeyl
		DT-89	Koyu yeşil renkli kilitaşı
156.65m		DT-88	Koyu kahve renkli, bol organik madde içerikli bitümlü şeyl
156.35m		DT-87	Koyu gri renkli karbonatlı kilitaşı
155.05m		DT-86	Koyu Gri renkli organik madde içeriği düşük, dolomitli kilitaşı
		DT-85	Koyu kahve koyu gri renkli bol organik madde içerikli bitümlü şeyl
152.55m		DT-84	Koyu kahve koyu gri renkli bol organik madde içerikli bitümlü şeyl
		DT-83	Orta kısma ait koyu yeşil ve gri renkli karbonatlı kilitaşı
149.55m		DT-82	Koyu kahverengi organik maddece zengin bitümlü marn
148.75m		DT-81	Paketin ortasından koyu gri renkli dolomitli mam
		DT-80	Koyu gri renkli organik madde içeriği düşük bitümlü mam
145.25m		DT-79	Koyu yeşil renkli organik madde içerikli bitümlü kilitaşı
143.75m		DT-78	Koyu gri renkli organik madde içeriği düşük bitümlü kilitaşı
		DT-77	Koyu gri renkli düşük organik madde içerikli bitümlü mam
141.75m		DT-76	Koyu kahve renkli organik maddeli bitümlü dolomitli marn
140.25m		DT-75	Koyu kahve renkli organik maddeli bitümlü mam
138.75m		DT-74	Koyu gri renkli, organik madde içerikli, bitümlü kilitaşı
137.25m		DT-73	Koyu kahve renkli bol organik maddeli bitümlü şeyl
		DT-72	Koyu kahve- siyah renkli bitümlü marn
		DT-71	Koyu kahve renkli bitümlü şeyl
		DT-70	Koyu gri, siyah renkli bol organik maddeli bitümlü kilitaşı
133.25m		DT-69	En üst seviyede bol organik maddeli bitümlü dolomitli kilitaşı

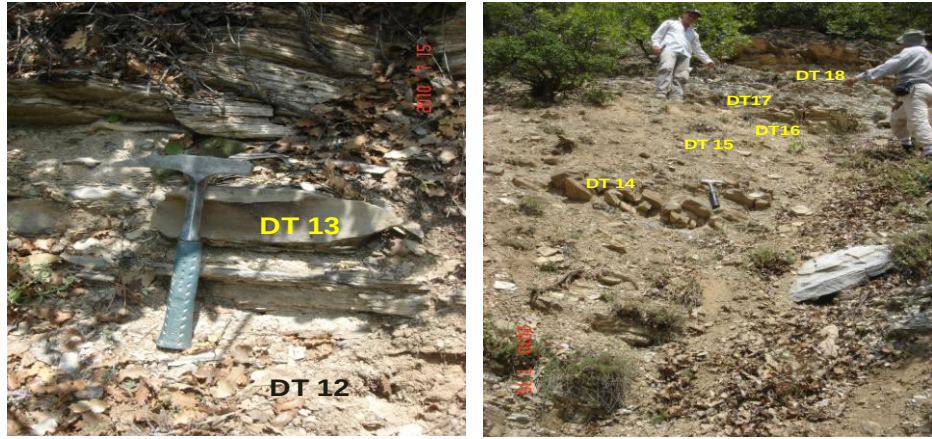
Şekil 3.76 Doruk Tepe ölçülü stratigrafik kesiti (DT ÖSK) (devam)



Şekil 3.77 Bitümlü şeyl (DT4), dolomitli marn (DT5), OM bandlı dolomitli silttaşı (DT6), bitümlü şeyl (DT7, DT8, DT9)



Şekil 3.78 DT10 ve DT11 seviyeleri



Şekil 3.79 (DT12, DT13) seviyeleri, bitümlü marn (DT14,DT15), koyu yeşil renkli karbonatlı marn (DT16), karbonatlı marn (DT17) ve dolomitli bitümlü şeyl (DT18)



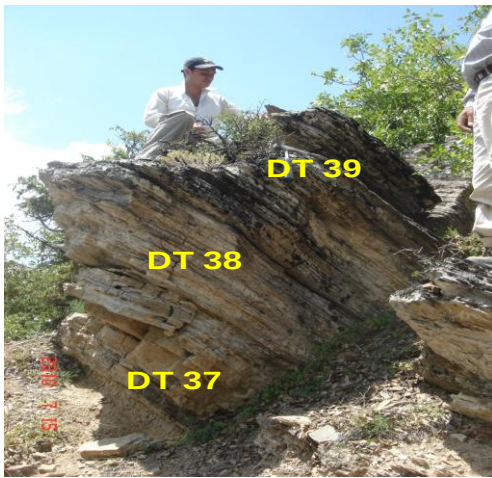
Şekil 3.80 Karbonatlı kiltası (DT19), bitümlü şeyl (DT20) ve bitümlü marn (DT21) seviyeleri, üst kısımlarda kiltası (DT22), bitümlü şeyl (DT23) ve bitümlü marn (DT24), OM'li bitümlü şeyl (DT25)



Şekil 3.81 Marn (DT26) ve koyu kahve koyu yeşil renkli kıltaşı (DT27)



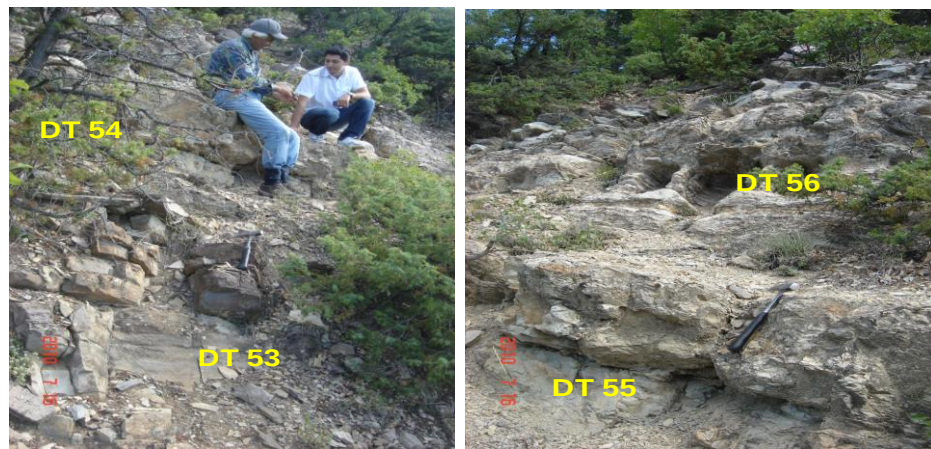
Şekil 3.82 Koyu kahve renkli bitümlü marn (DT28), koyu yeşil renkli kıltaşı (DT36)



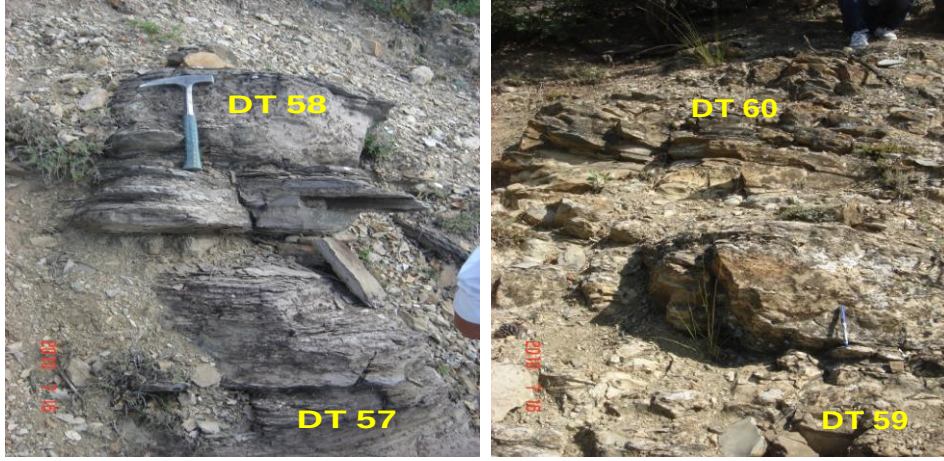
Şekil 3.83 Bol organik maddeli bitümlü marn (DT37, DT38 ve DT39). koyu gri bitümlü marn (DT42) ara bandlar halinde marn (DT43)



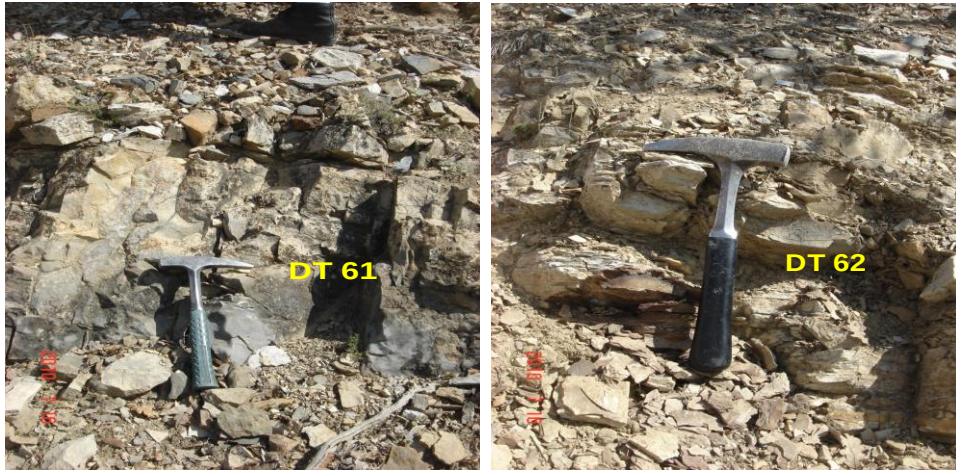
Şekil 3.84 Fosilli marn (DT48) ve koyu gri marn (DT49), 2m kalınlığında koyu kahve koyu gri renkli OM'li bitümlü marn (DT50), bitümlü marn (DT51), bitümlü marn (DT52)



Şekil 3.85 Marn (DT53), OM'li bitümlü marn (DT54), marn (DT55) ve OM'li bitümlü marn (DT56)



Şekil 3.86 Bol OM'li bitümlü marn (DT57 ve DT58), marn (DT59) ve marn, karbonatlı silttaşı ardalanmalı seviyeler (DT60)



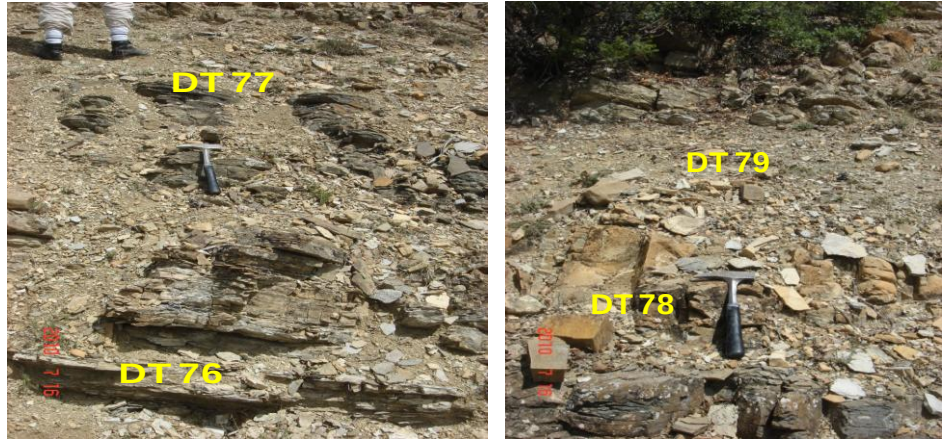
Şekil 3.87 Gri renkli bitümlü marn (DT61), bitümlü marn (DT62)



Şekil 3.88 Bitümlü marn (DT63, DT66)



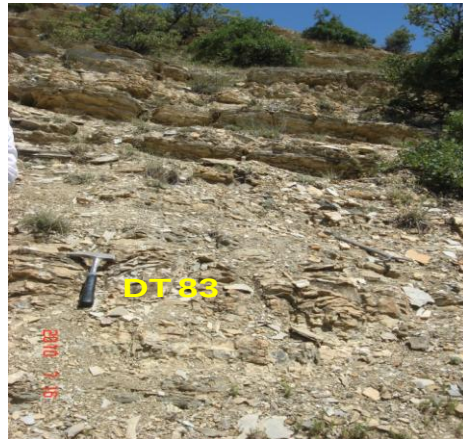
Şekil 3.89 DT70, DT71, OM'li bitümlü kıltaşı (DT73) ve kıltaşı seviyesi (DT74)



Şekil 3.90 Bitümlü dolomitli marn (DT76) ve bitümlü marn seviyesi (DT77) bitümlü kıltaşı (DT78, DT79)



Şekil 3.91 Bitümlü marn (DT80) ve dolomitli marn (DT81), bitümlü marn (DT82) bitümlü kıltaşı (DT78) ve bitümlü kıltaşı (DT79), bitümlü marn (DT80) ve dolomitli marn (DT81), bitümlü marn (DT82)



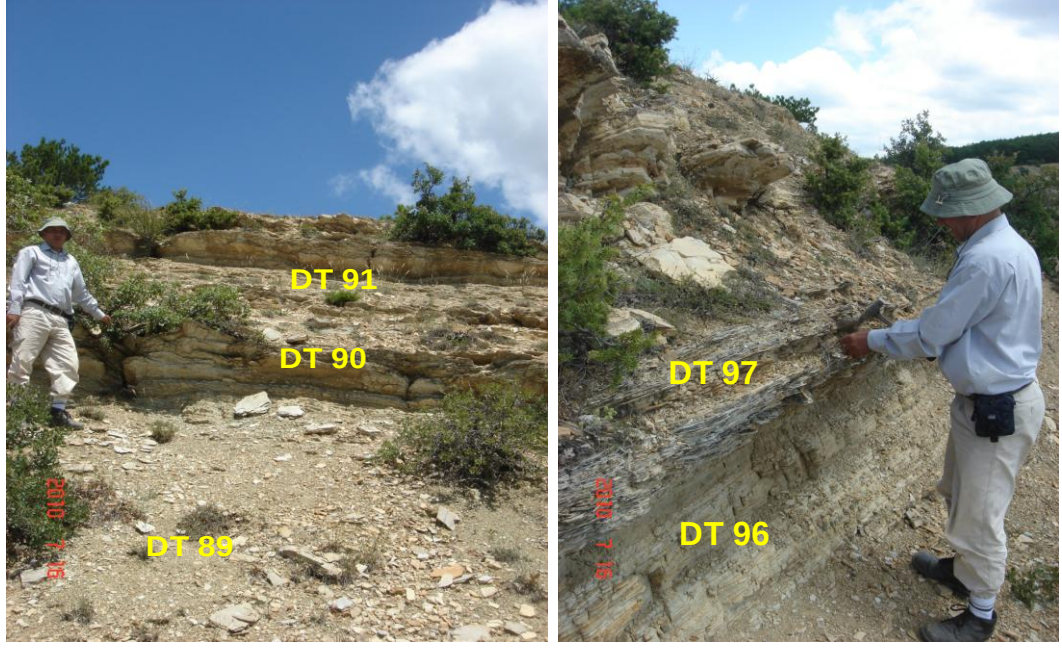
Şekil 3.92 Koyu kahverenkli bitümlü marn (DT82), 3m kalınlığında koyu yeşil-gri renkli karbonatlı kilaşı (DT83)



Şekil 3.93 Bol OM'li bitümlü şeyl (DT84, DT85)



Şekil 3.94 Dolomitli kilaşı (DT86) ve karbonatlı kilaşı (DT87), karbonatlı kilaşı (DT87), karbonatlı kilaşı (DT88)



Şekil 3.95 Kıltaşı (DT89), bitümlü şeyl (DT90) ve karbonatlı kıltaşı (DT91), bitümlü marn (DT96) ve 5cm arabandlı bitümlü şeyl (DT97)

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1 İnorganik Jeokimyasal İncelemeler

4.1.1 Ana oksitler

Şeyller ve çamurtaşlarındaki SiO_2 miktarı oldukça fazladır. İnce taneli bu kayalarındaki SiO_2 içeriği silikat minerallerinden etkilenirken, şeyllerde ve çamurtaşlarında bolca bulunan kuvars tarafından da kısmen etkilenmektedir. İnce taneli kayalarda Al ikinci bolluktaki elementtir. Al_2O_3 içeriği kısmen feldspat ve kil minerallerinden etkilenmektedir. Ortalama şeyllerde K_2O ve MgO içerikleri % 5'den daha düşük miktarlardadır. Şeyl ve çamurtaşlarındaki K ve Mg zenginleşmesi kısmen kil minerallerinden etkilenirken bazı Mg girdileri dolomitleşme, K girdileri ise K-feldspatlardan sağlanmaktadır. Şeyller %5'den fazla K_2O içeriğine sahiptir. Ortalama şeyllerdeki Na_2O miktarları yaklaşık %1-3 arasındadır. Na zenginleşmesi hem kil mineralleri hem de Na-plajiyoklaslarla ilişkilidir (Boggs 2009).

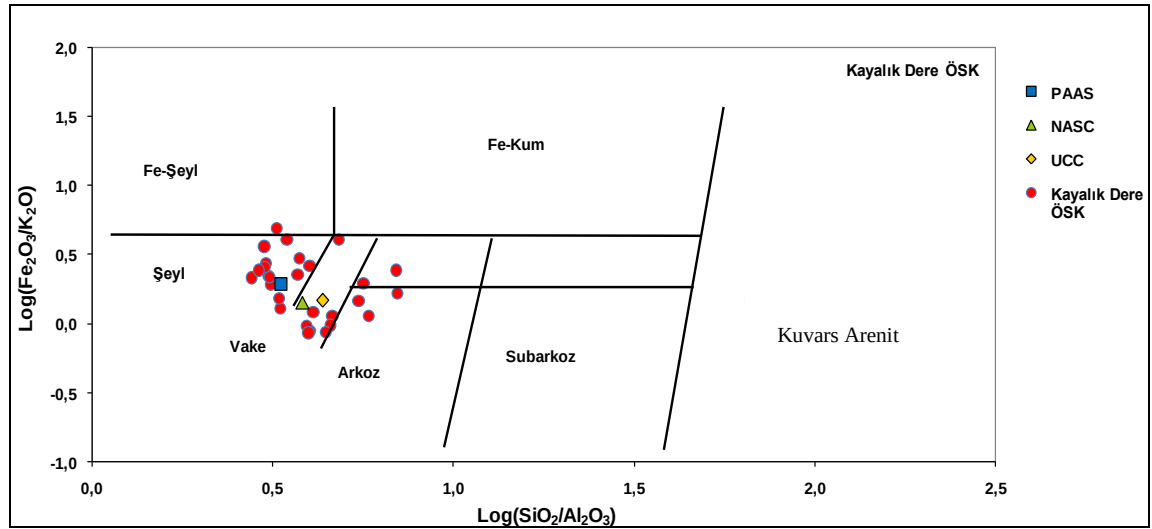
Demir oksitler ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) için ortalama bolluk genelde % 5 ile 10 arasında değişmektedir. Demir, demir oksit mineralleri (hematit, limonit, götit), bazı mikalar (biyotit), kil (simektit ve klorit) ve karbonat mineralleri (siderit, ankerit) ile sedimana katılmaktadır. Aynı zamanda bazı organik karbonca zengin şeyllerde önemli demir miktarı sülfid minerallerinde (pirit, markazit) bulunmaktadır. % 15'ten fazla demir oksit içeren şeyller demirli şeyller olarak isimlendirilir.

Şeyllerde ve çamurtaşlarındaki CaO ise % 1 ila % 10 aralığında değişkenlik gösterir. Yüksek miktarlarda kalsiyum içeren şeyller kalkerli (karbonatlı) şeyller olarak adlandırılır. Kalsiyum, kalsiyumca zengin plajiyoklaslar ve karbonat minerallerinden özellikle kalsit ve dolomitten gelmektedir. Aynı zamanda kalsiyum bazı kil minerallerinde, jips ve anhidritte de bulunmaktadır.

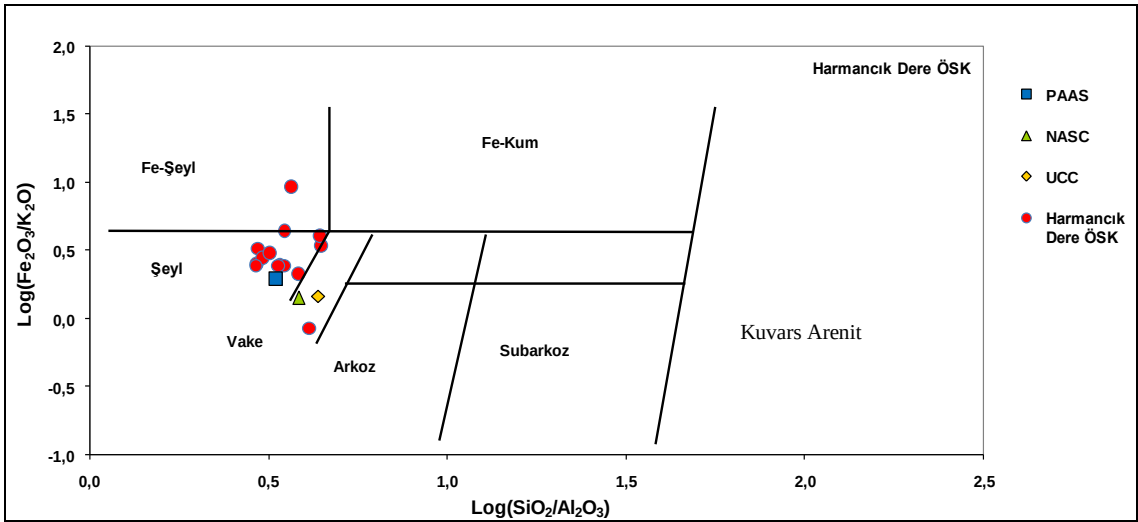
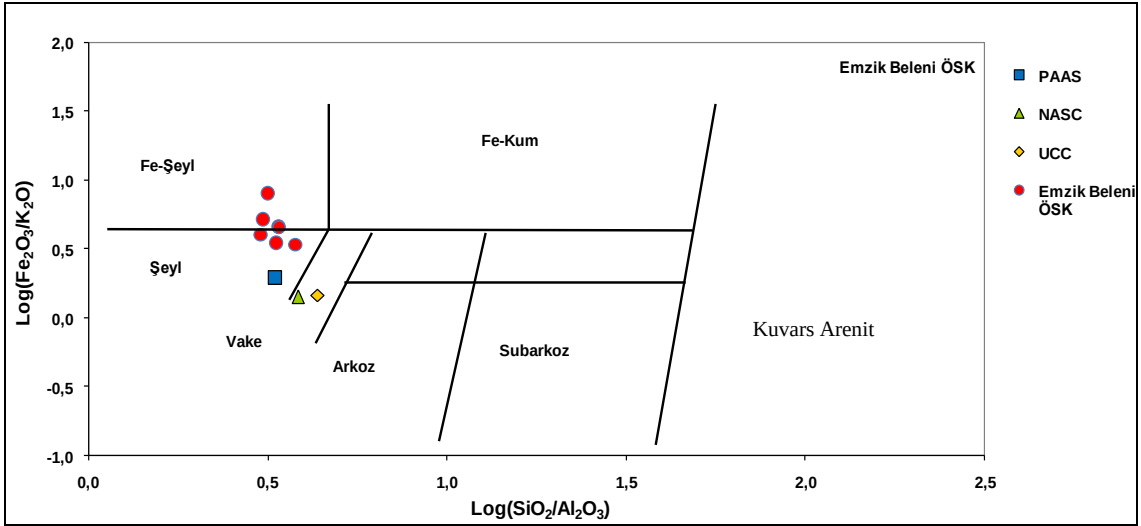
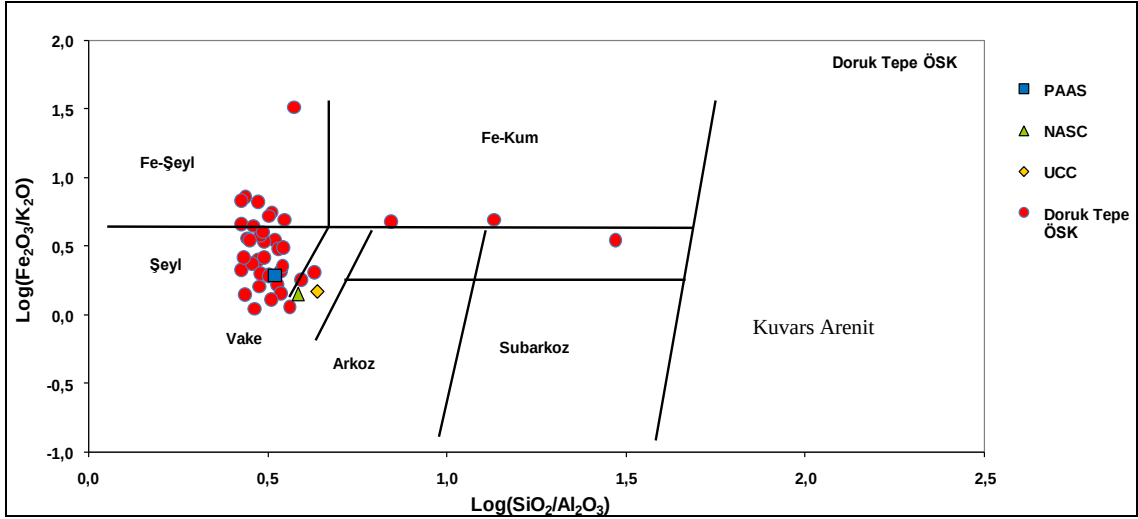
Titanyum ve fosfat oksitler ortalama şeyllerde % 1'den düşük miktarlarda iken genelde P_2O_5 içeriği % 0,2'den daha düşük değerler sunar. Fosfatik şeyller özellikle yüksek

miktarda P_2O_5 içerir ve % 20'den fazla P_2O_5 sahip olanlar fosforit olarak isimlendirilirler.

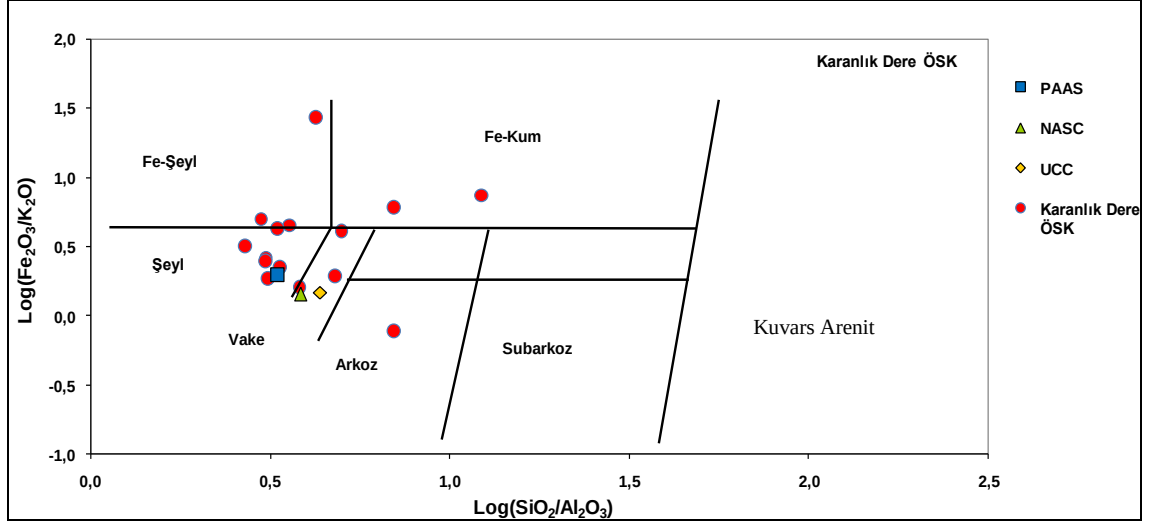
Sedimanter kayaçların kimyasal sınıflaması için bir çok araştırmacı tarafından major oksitler kullanılmıştır (Pettijohn vd. 1972, Blatt vd. 1972, Folk 1974, Herron 1988, Lindsey 1999). Bu çerçevede çalışma alanı bitümlü kayaç örneklerinin oksit oranları kullanılarak (Si_2O/Al_2O_3 karşı Fe_2O_3/K_2O) kimyasal sınıflaması belirlenmiştir. Yapılan analizlere göre ÖSK'lar içerisinde yer alan 104 bitümlü örneklerin ortalamaları baz alındığında depolanma ortamı litolojik biriminin çoğunlukla şeyl kompozisyonunda kaldığı tespit edilmiştir. Her bir ÖSK içerisinde yer alan bitümlü örneklerin dağılımları Pettijohn vd. (1987) diyagramına göre analiz edilmiştir. Buna göre Kayalık Dere ÖSK'sında yer alan örneklerin yarısından fazlası şeyl, kalan diğer örnekler ise vake ve arkoz kısmında; Doruk Tepe ÖSK'daki örneklerin çoğunluğu şeyl diğerleri Fe-şeyl kısmında; Emzik Beleni ÖSK'daki örneklerin yarısı şeyl diğer yarısı Fe-şeyl kısmında; Harmancık Dere ÖSK'daki örneklerin büyük bir çoğunluğu şeyl kısmında; Karanlık Dere ÖSK'daki örneklerin çoğunluğu şeyl ve Fe-şeyl kısmında yer almıştır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 Hatıldağ sahası bitümlü kayaç örnekleri için Fe_2O_3/K_2O 'e karşılık Si_2O/Al_2O_3 diyagramı (Pettijohn vd. 1972)



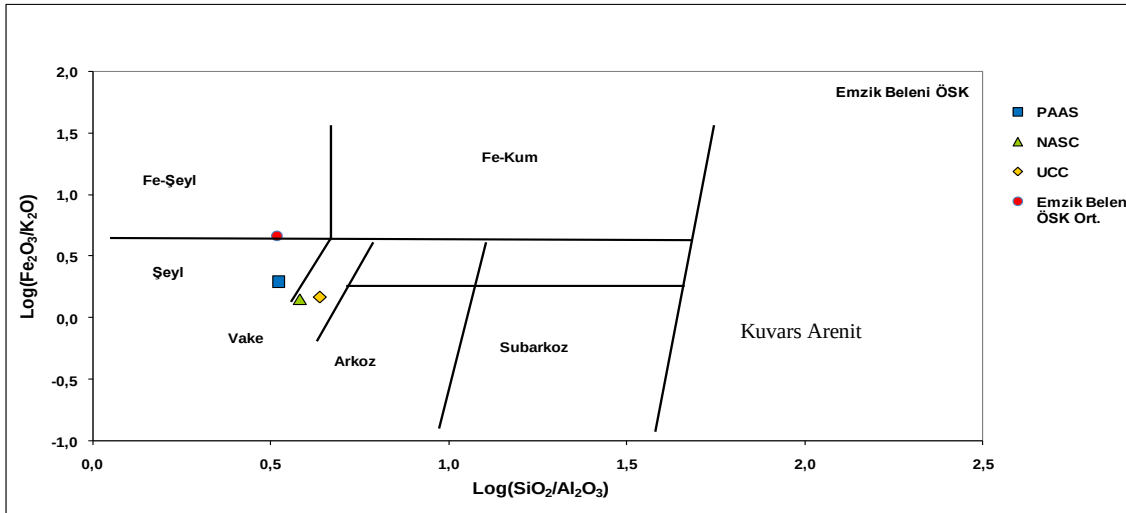
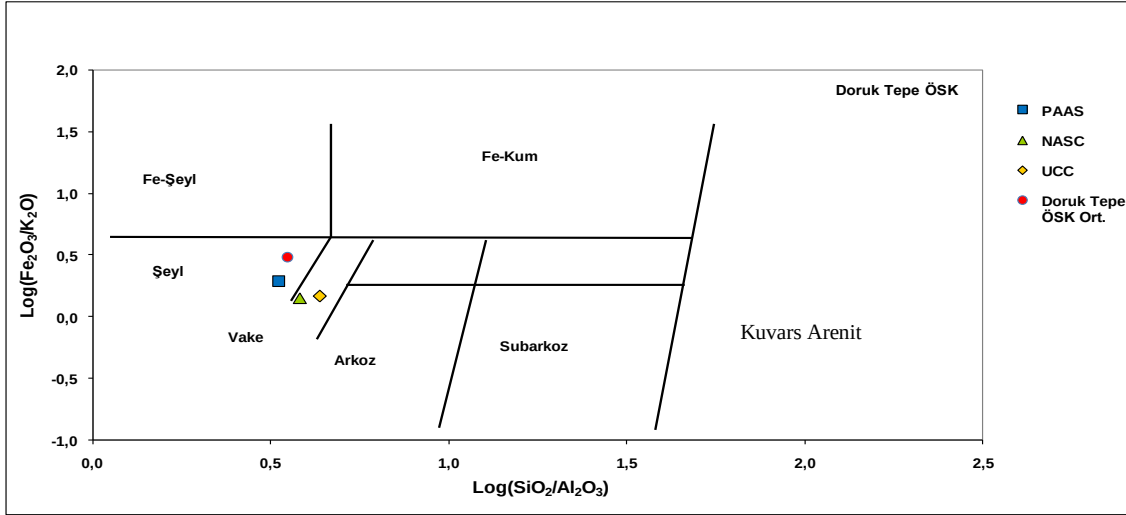
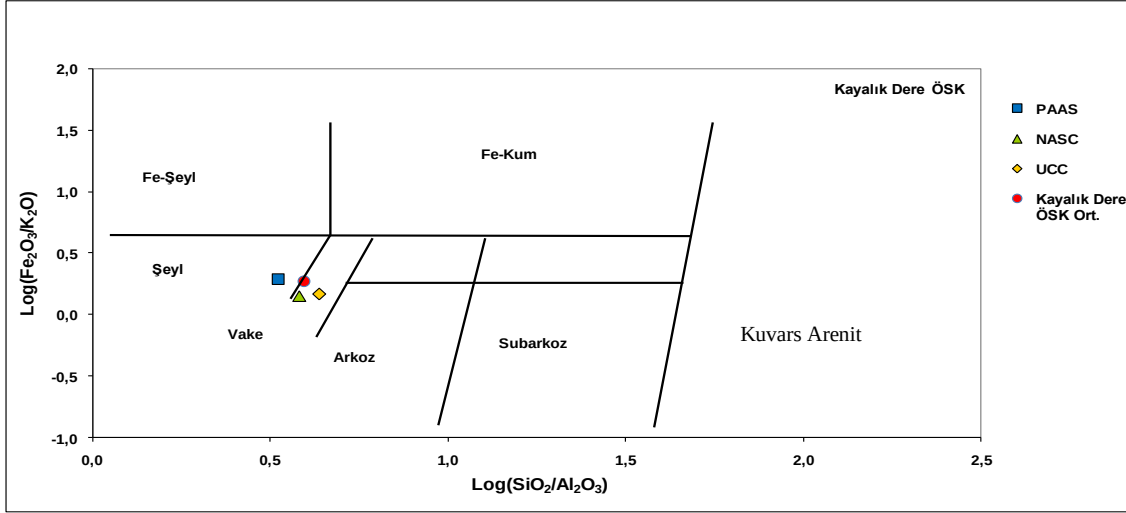
Şekil 4.1 Hatıladağ sahası bitümlü kayaç örnekleri için $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ 'e karşılık $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramı (Pettijohn vd. 1972) (devam)



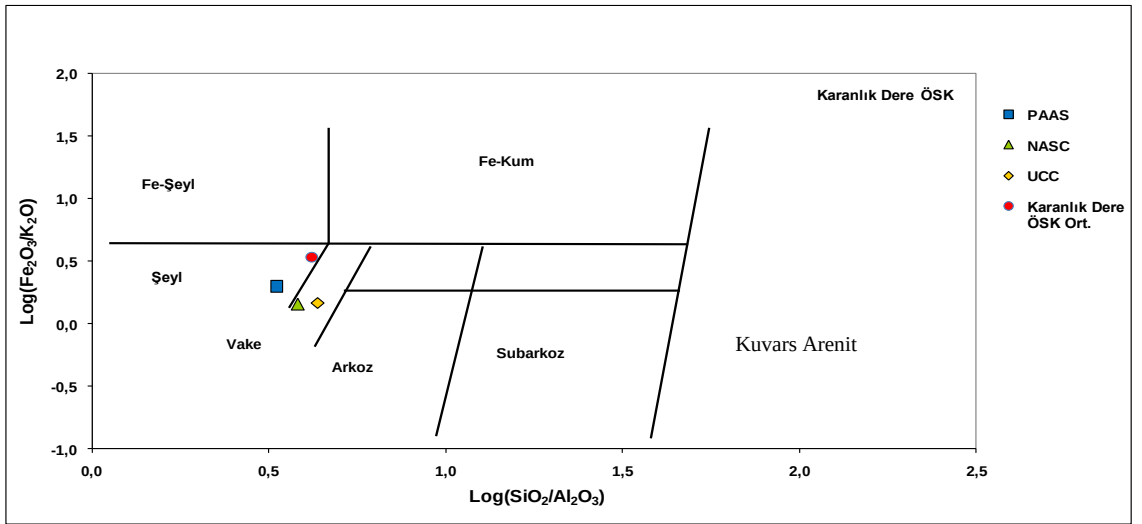
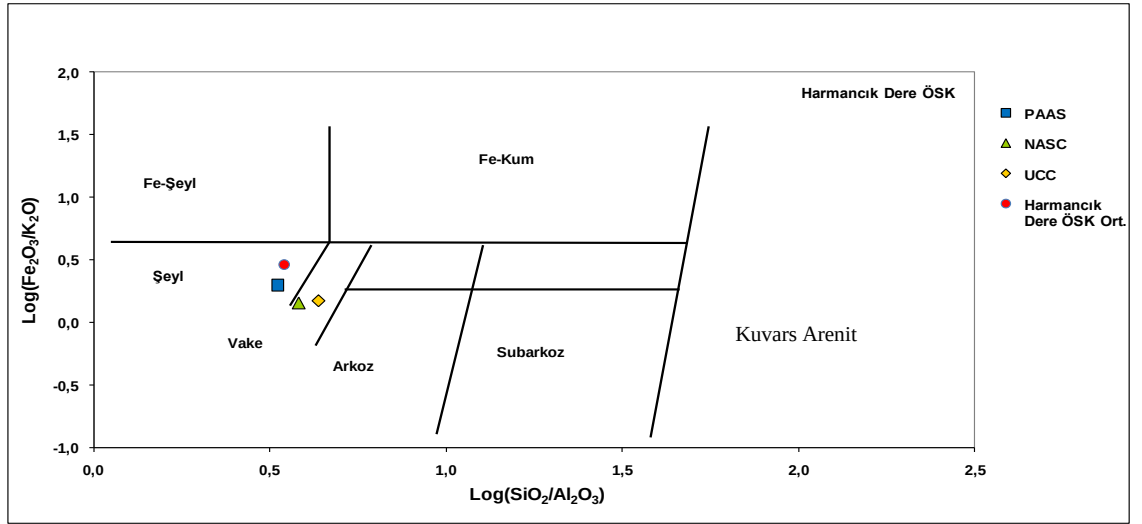
Şekil 4.1 Hatıldağ sahası bitümlü kayaç örnekleri için $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ 'e karşılık $\text{Si}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramı (Pettijohn vd. 1972) (devam)

Çalışma sahası ÖSK'lerde bitümlü örneklerin ortalamaları alındığında; Kayalık Dere ÖSK'sının vake-şeyl çizgisi üzerinde; Doruk Tepe ÖSK, Harmancık Dere ve Karanlık Dere ÖSK'lerinin şeyl alanında; Emzik Beleni ÖSK'sının Fe-şeyl-şeyl çizgisi üzerinde yer aldığı gözlemlenmiştir (Şekil 4.2). Bunun yanı sıra diğer ortamlar olan North American Shale Composite (NASC) ve Upper Continental Crust (UCC) ortalamalarının vake; Post-Archean Australian Shale (PAAS) ortalamalarının ise şeyl zonunda kaldığı görülmektedir (Şekil 4.2). Ayrıca ÖSK ortalamaları diğer ortamlar olan PAAS, NASC ve UCC ortalamaları ile karşılaştırıldığında; Kayalık Dere ÖSK'sı NASC ve UCC ile vake alanında kalırken, Doruk Tepe ÖSK, Harmancık Dere ÖSK ve Karanlık Dere ÖSK'ları PASS ile şeyl alanında kalmıştır. Emzik Beleni ÖSK'sı ise bu üç ortamdan farklı olarak Fe-Şeyl alanı içine düşmüştür.

Çalışma sahası tüm ÖSK bitümlü kayaç örnekleri ortalamaları için $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ 'e karşılık $\text{Si}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ değeri PASS ile aynı olan şeyl zonunda yer aldığı görülmüştür (Şekil 4.3).

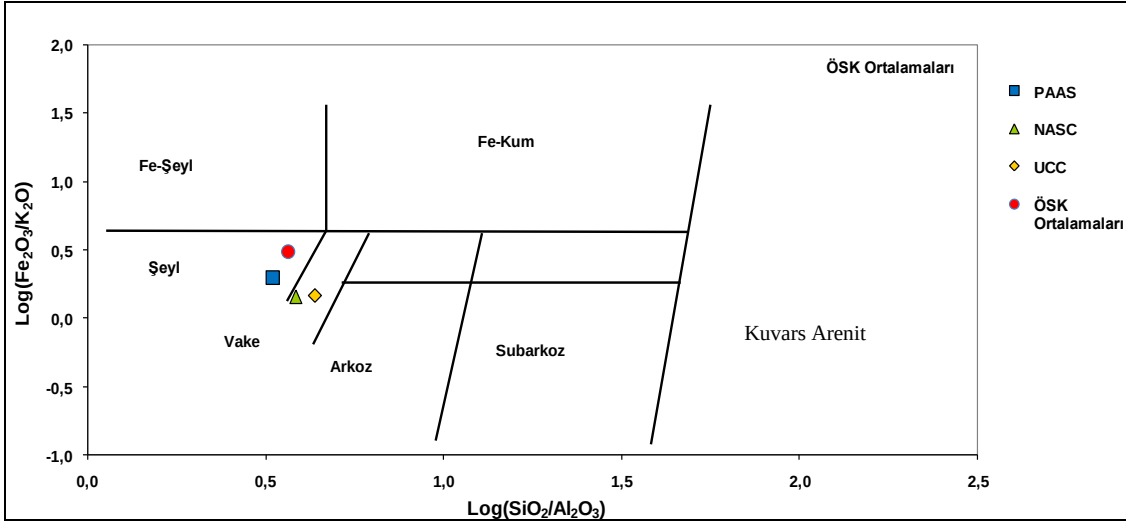


Şekil 4.2 Hatıldağ sahası ÖSK içindeki bitümlü kayaç örnekleri ortalamaları için $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ 'e karşılık $\text{Si}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramı (Pettijohn vd. 1972)



Şekil 4.2 Hatıldağ sahası ÖSK içindeki bitümlü kayaç örnekleri ortalamaları için $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ 'e karşılık $\text{Si}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ diyagramı (devam)

Çalışma sahası tüm ÖSK'larında yer alan bitümlü örneklerin genel ortalaması alındığında ise PASS ortamındaki gibi şeyl alanında yer aldığı görülmüştür (Şekil 4.3).

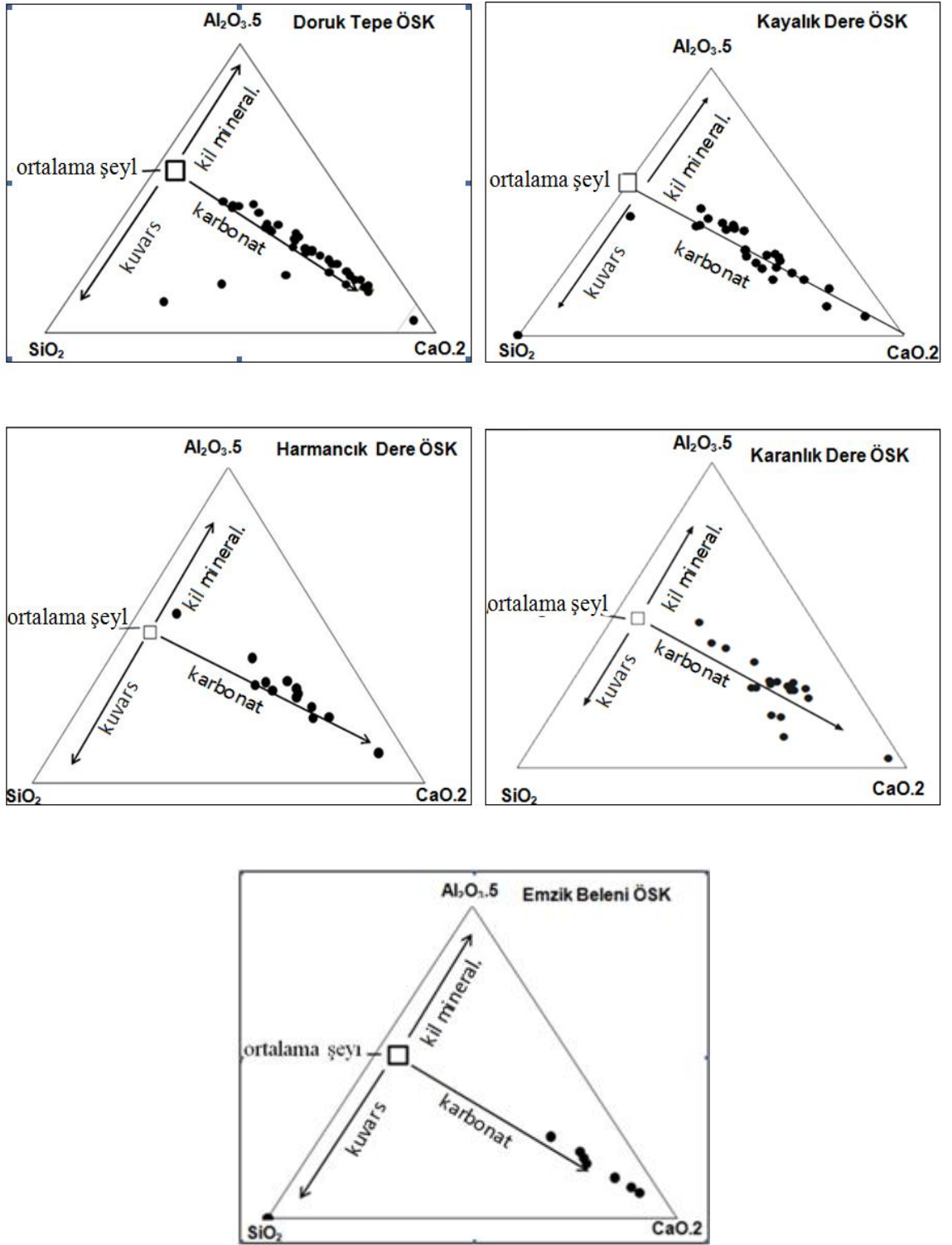


Şekil 4.3 Hatıldağ sahası tüm ÖSK bitümlü kayaç örnekleri ortalamaları için Fe₂O₃/K₂O'e karşılık Si₂O/Al₂O₃ diyagramı (Pettijohn vd. 1972)

4.1.2 SiO₂-Al₂O₃-CaO diyagramları

Sedimentlerin major element kompozisyonlarını belirlemek için SiO₂-Al₂O₃.5-CaO.2 üçgen diyagramları kullanılmaktadır (Brumsack, 1989). Buna göre deniz sedimanları şu üç bileşen karışımı ile ilişkilidir: 1) aliminyum silikatlar (ortalama şeyldeki ortalama Al₂O₃ ve SiO₂ miktarları) 2) biyojenik silika (kısmen SiO₂ miktarı ile ilişkili) 3) biyojenik karbonat (CaO miktarıyla ilişkili).

Çalışma alanına ait incelenen bitümlü şeyl örneklerinin genel olarak detritik (SiO₂) ve kil (Al₂O₃) fraksiyonuna oranla karbonata (CaO) doğru bir yöneliminin olduğu görülmektedir (Şekil 4.4). Bu durum bize çalışma alanına ait ölçülen ÖSK'larda alınan örneklerin çoğunlukla marn litolojilerinde olduklarını işaret etmektedir.

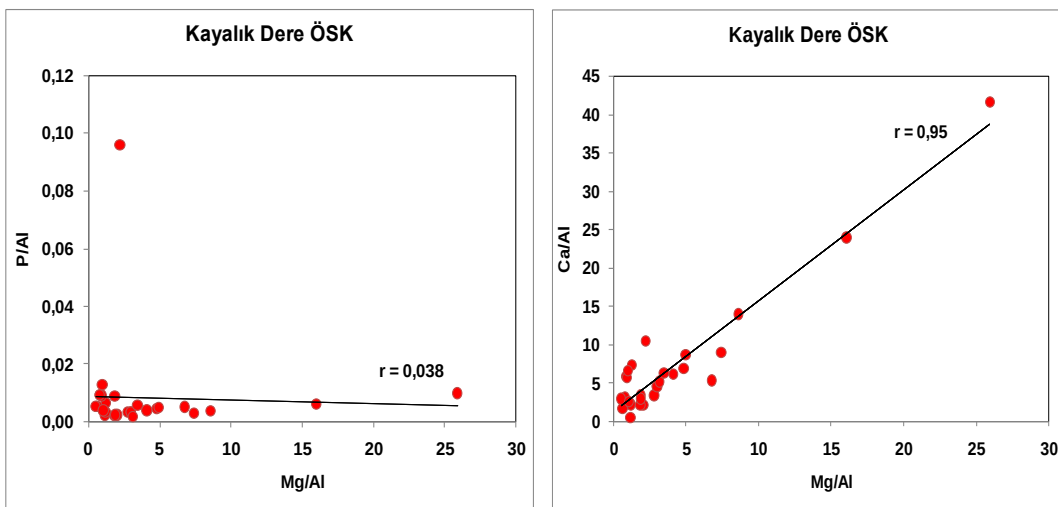


Şekil 4.4 Bitümlü şeyl örnekleri için SiO_2 - Al_2O_3 - $\text{CaO}.2$ üçgen diyagramı (Brumsack 1989)

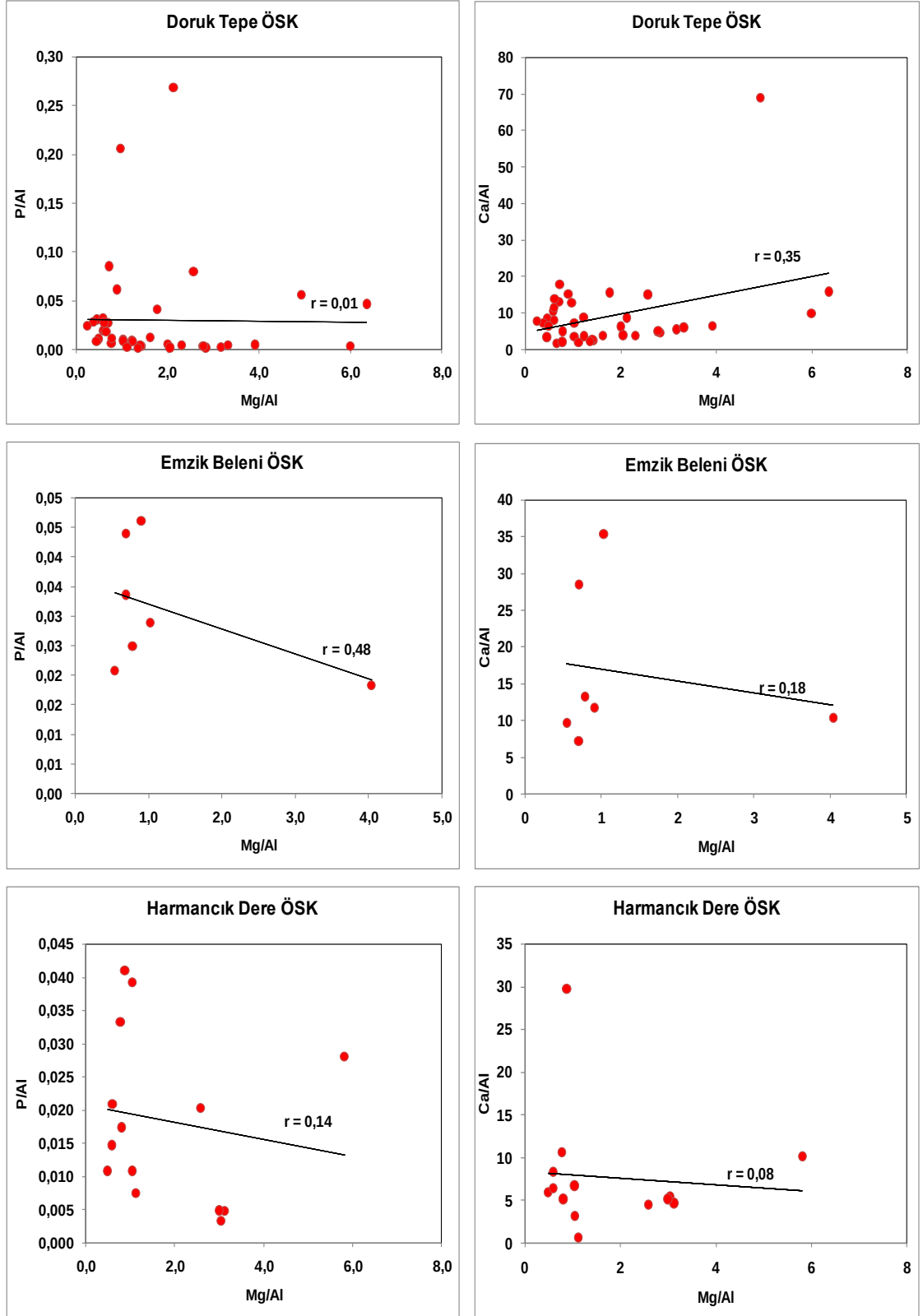
4.1.3 P/Al-Mg/Al, Ca/Al-Mg/Al grafikleri

Sedimanlardaki fosforun kaynağı deniz tabanına kadar uzanabilen fitoplanktonlar ve balık iskeletleridir. Fosfor genelde, oksik-suboksik-anoksik ortamlardaki sediman-tabansuyu alt kısımlarında OM'nin bakteri etkisi ile bozulmasından türeyen PO_4^{-3} den serbest bırakılması ile (Tribovillard vd. 2006) ya sediman içerisinde hapsedilerek ya da su kolonuna serbest bırakılarak tekrar mineralleşerek zenginleşir (Span vd. 1992, Louchouart vd. 1997, Kidder vd. 2003). Fosforun düşük konsantrasyonlarda olması depolanma ortamının besin yönünden fakir olmasını gösterirken yüksek orandaki Mg/Al değerleri kil mineralojisindeki değişimleri göstermektedir. İncelen örneklerde P ile Mg arasında bir ilişki bulunmadığı görülmektedir (Şekil 4.5). Bu da bize Mg kaynağının killerden ya da dolomitlerden geldiğini göstermektedir.

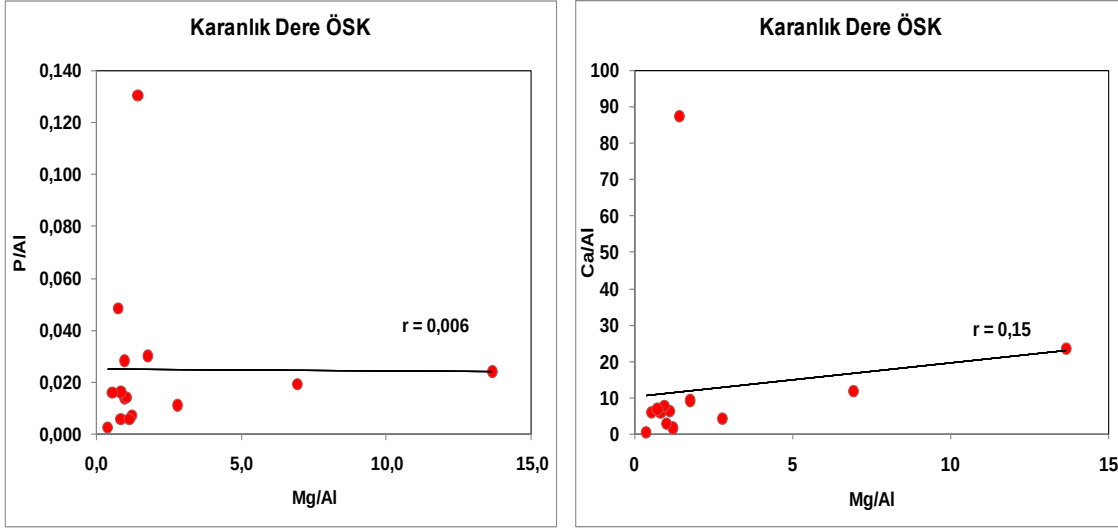
İncelenen bitümlü şeyl örneklerinde, Kayalık Dere ÖSK'sı yüksek (+), Doruk Tepe ve Karanlık Dere ÖSK'sı düşük (+), Emzik Beleni ve Harmancık Dere ÖSK'sı ise düşük (-) korelasyonlar sergilemiştir (Şekil 4.5). Bu durum bize çalışma alanındaki Doruktepe ve Kayalık Dere ÖSK'larından alınan örneklerin karbonat ve dolomit minerallerince zengin olan marn litolojilerinde olduklarını işaret etmektedir. Diğer ÖSK'larda ise şeyl ağırlıklı bir litoloji hakimdir. Ayrıca incelenen bitümlü şeyl örneklerinde P/Al ve Mg/Al arasında herhangi pozitif bir korelasyon olmadığını göstermektedir (Şekil 4.5).



Şekil 4.5 Bitümlü şeyl örnekleri için P/Al ve Ca/Al ile Mg/Al karşılaştırmaları



Şekil 4.5 Bitümlü şeyl örnekleri için P/Al ve Ca/Al ile Mg/Al karşılaştırmaları (devam)



Şekil 4.5 Bitümlü şeyl örnekleri için P/Al ve Ca/Al ile Mg/Al karşılaştırmaları (devam)

4.1.4 K₂O/Na₂O grafikleri

Sedimanter kayayı oluşturan mineral bileşenleri, taşınma, diyajenez ve kaynak kayanın günlenmesi gibi faktörlerden etkilenebilmektedir (Catuneanu 2006). Düşük miktardaki Na₂O plajiyoklas varlığını gösterirken orta seviyedeki K₂O miktarları K-felspar ve mika minarellerin baskın olduğunu göstermektedir.

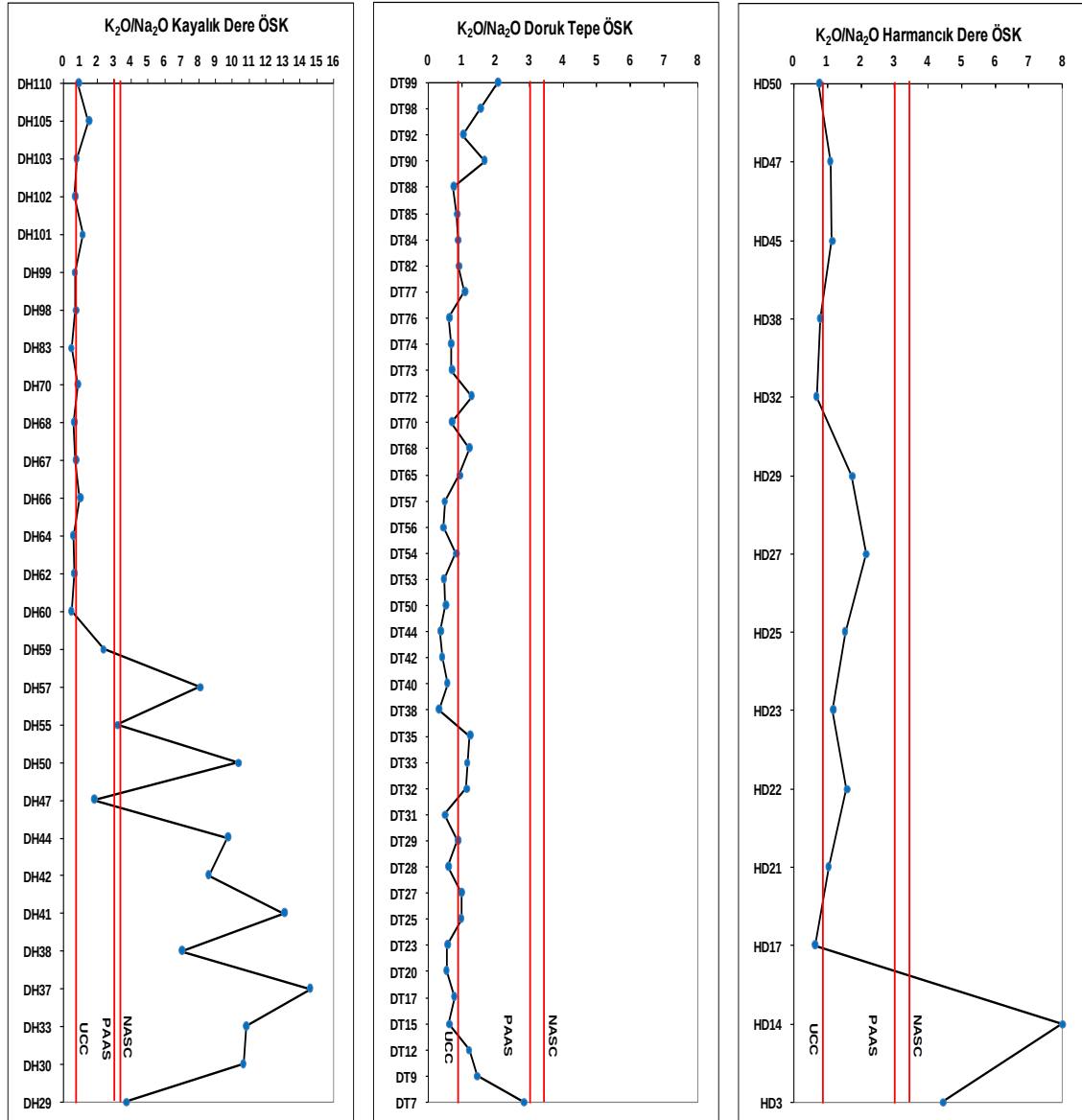
Yüksek miktardaki K₂O/Na₂O oranları K-felspat, illit, muskovit ve biyotit gibi K-çerikli minerallerinin yaygın bir şekilde varlığına işaret etmektedir (McLennan vd. 1983, Nath vd. 2000, Zhang vd. 2004, Osae vd. 2006).

Kayalık Dere ÖSK'sındaki örneklerle ait K₂O/Na₂O oranları tabandan tavana incelendiğinde tabandan orta seviyelere kadar olan kısımlarda yüksek miktarda çıkmaktadır ki bu depolanma ortamında illit ve muskovit gibi K-feldspat minerallerin baskın olduğunu göstermektedir. Orta seviyelerden tavana doğru K₂O/Na₂O oranlarında bir düşüş gözükmektedir. Bu durum depolanma ortamında Na miktarındaki artışı işaret ederek simektit gibi minerallerin baskın olduğunu göstermektedir (Şekil 4.6).

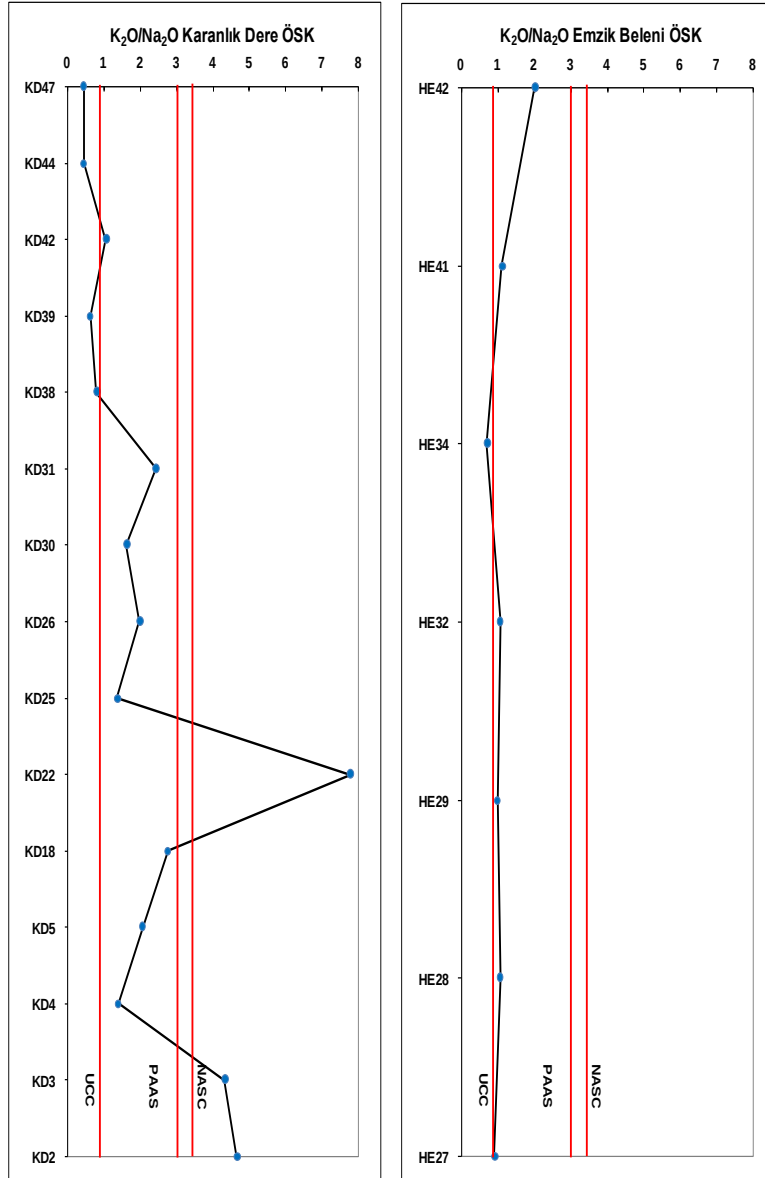
Doruk Tepe ÖSK'sına ait örneklerle ait K₂O/Na₂O oranları taban seviyesinde yüksek iken daha sonra tavan seviyelerine kadar inişli çıkışlı bir trend izlemiştir (Şekil 4.6).

Harmancık Dere ve Karanlık Dere ÖSK'sı örneklerindeki K_2O/Na_2O oranları taban ve orta seviyelerde yüksek çıkarken diğer seviyelerde daha düşük oranlarda tespit edilmiştir (Şekil 4.6-4.7).

Emzik Beleni ÖSK'sındaki örneklerde K_2O/Na_2O oranları tavan seviyelerine kadar sabit giderken tavan kısmında bir artış gözlemlenmiştir. Bu durum bize bu seviyede depolanma ortamına K-feldpatlı minerallerin taşındığını göstermektedir (Şekil 4.7)

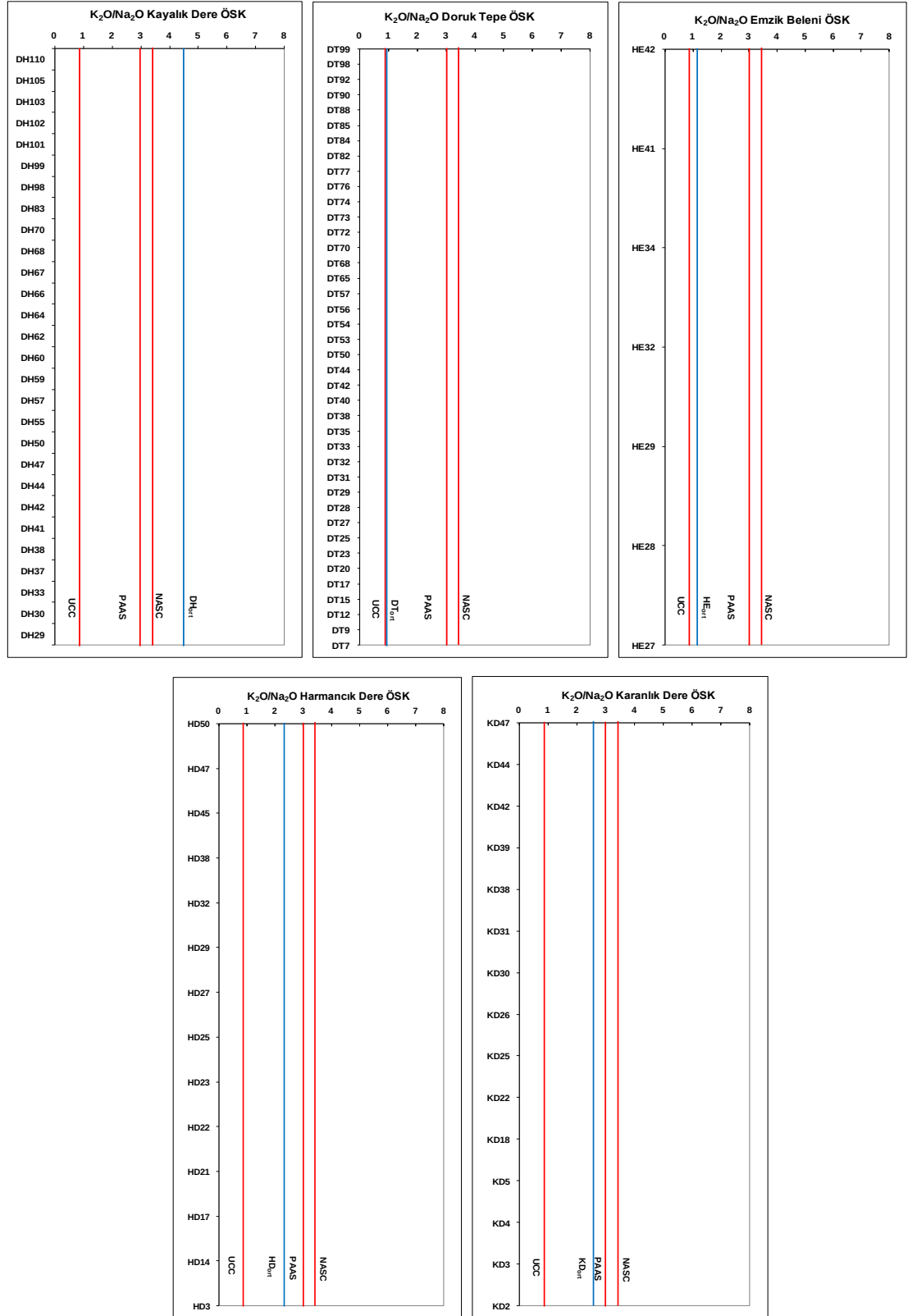


Şekil 4.6 Kayalık Dere, Doruk Tepe, Harmancık Dere, Karanlık Dere ve Emzik Beleni ÖSK'sına ait K_2O/Na_2O oranları



Şekil 4.6 Kayalık Dere, Doruk Tepe, Harmancık Dere, Karanlık Dere ve Emzik Beleni ÖSK'sına ait K₂O/Na₂O oranları (devam)

Çalışma alanında bitümlü kayaç örnekleri içeren ÖSK'larımızın K₂O/Na₂O ortalama değerleri dünyadaki NASC, PASS ve UCC ortalamaları ile karşılaştırılmıştır. Buna göre; Kayalık Dere ÖSK'sındaki örneklerin ortalaması her üç ortamdan daha yüksek çıkmıştır. Bu da depolanma ortamındaki K-feldspatların yüksek değerlere sahip olduğunu göstermektedir. Doruk Tepe ÖSK'sı UCC değerlerine çok yakın bir ortalamaya sahiptir. Diğer ÖSK'larımız ise NASC ve PASS'dan daha düşük bir ortalamaya sahipken UCC'den daha yüksek değerlere sahip olduğu görülmektedir (Şekil 4.7).



Şekil 4.7 Çalışma Sahası ÖSK'larımızın K_2O/Na_2O ortalamalarının diğer ortamlarla olan karşılaştırılması

4.2 Çalışma Alanı Anaoksit Bileşen Miktarları ve Korelasyonları

CaO, tüm ÖSK’larda çok yüksek değerlere sahiptir (Çizelge 4.1-4.5); Kayalık Dere ÖSK (ort.%19,36); Emzik Beleni ÖSK (ort.%35,35); Doruk Tepe ÖSK (ort.%24,01); Karanlık Dere ÖSK (ort.%23,42); Harmancık Dere ÖSK (ort.%24,58). MgO de tüm ÖSK’larda CaO gibi yüksek veriler sunmaktadır; Kayalık Dere ÖSK (ort.%11,57); Emzik Beleni ÖSK (ort.%3,64); Doruk Tepe ÖSK (ort.%6,93); Karanlık Dere ÖSK (ort.%6,77); Harmancık Dere ÖSK (ort.%7,81). CaO ve MgO değerleri PAAS, NASC, UCC ve Şeyl ortalamasına göre çok yüksek değerler sunar ki bu da CaO ve MgO’in kayadaki karbonat/dolomit minerallerinden geldiğini açıklar. Bazı örneklerdeki düşük Na₂O günlenme süresince çözünmeden dolayı tüketilme sergilemektedir. Al₂O₃’in tüm kesitlerde K₂O ve TiO₂ ile birlikte zenginleştiği ve çok güçlü pozitif korelasyon gösterdikleri görülmektedir (Çizelge 4.1-4.5). Bu majör oksitler dışında, Al₂O₃ ile diğer oksitlerin korelasyonuna bakıldığında; Karanlık Dere ÖSK Fe₂O₃, K₂O, TiO₂ (sırası ile;r=0,70-0,77-0,96), Emzik Beleni ÖSK Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂ (sırası ile;r =0,85-0,62-0,92-0,98), Doruk Tepe ÖSK Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂ (sırası ile;r =0,82-0,79-0,73-0,97), Kayalık Dere ÖSK Fe₂O₃, Na₂O, TiO₂ (sırası ile;r=0,93-0,67-0,56-0,97), Harmancık Dere ÖSK Fe₂O₃, TiO₂ (r=0,83-0,99) güçlü pozitif korelasyon sergilemektedir. Bu korelasyonlardan dolayı kayaçların silisiklastik ilişkilerinden bahsedilebilmektedir. Al₂O₃’ün Fe₂O₃ ve TiO₂ ile göstermiş olduğu tüm kesitlerdeki güçlü pozitif korelasyonlar bunların aynı zamanda killeri ile ilişkisini yansıtmaktadır (Çizelge 4.1-4.5).

Çizelge 4.1 Karanlıkdere ÖSK’nın majör oksit ve korelasyon sonuçları

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Toplam
KD-2	28,24	9,22	4,02	9,87	10,93	0,33	1,53	0,44	0,08	0,09	0,021	34,9	99,74
KD-3	18,14	5,9	2,41	14,48	18,13	0,23	0,99	0,28	0,08	0,09	0,012	38,9	99,66
KD-4	16,84	1,37	1,34	16,41	23,81	0,13	0,18	0,06	0,04	0,16	0,002	39,3	99,66
KD-5	18,13	2,59	2,09	15,76	22,54	0,17	0,35	0,11	0,06	0,16	0,005	37,7	99,68
KD-18	3,23	0,76	2,95	0,95	49,08	0,04	0,11	0,03	0,12	0,64	0,002	42	99,86
KD-22	66,14	9,42	4,07	3,18	3,22	0,68	5,28	0,5	0,03	0,05	0,01	7,3	99,88
KD-25	27,27	5,68	3,2	4,16	25,73	1,25	1,68	0,27	0,04	0,13	0,015	30,4	99,83
KD-26	22,22	5,85	3,2	5,81	26,79	1,03	2,02	0,28	0,04	0,15	0,015	32,4	99,79
KD-30	16,66	5,34	2,96	4,46	30,27	1	1,61	0,26	0,09	0,1	0,013	37	99,77
KD-31	25,53	7,57	5,04	6,86	16,13	0,95	2,29	0,45	0,13	0,12	0,028	34,6	99,76
KD-38	20,15	5,61	4,25	4,14	24,46	1,21	0,84	0,3	0,11	0,1	0,026	38,5	99,82
KD-39	17,42	5,25	3,23	4,45	29,31	1,25	0,77	0,3	0,18	0,09	0,021	37,5	99,8
KD-42	25,65	5,15	3,93	2,43	22,67	0,94	0,97	0,37	0,1	0,09	0,023	37,6	99,87
KD-44	10,57	3,56	2,61	5,51	24,24	1,19	0,52	0,17	0,13	0,1	0,01	51,2	99,79

Çizelge 4.1 Karanlıkdere ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları (devam)

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Toplam
KD-47	12,85	4,77	2,13	3,09	23,98	1,57	0,68	0,23	0,28	0,07	0,01	50,2	99,83
PAAS	62,8	18,9	7,22	2,2	1,3	1,2	3,7	1	0,16	0,11	0,016	-	-
NASC	64,8	16,9	5,65	2,86	3,63	1,14	3,97	0,7	0,13	0,06	0,018	-	-
UCC	66	15,2	5	2,2	4,2	3,9	3,4	0,5	-	8	0,005	-	-
Şeyl Ort.	15,61	15,11	6,75	2,49	3,09	1,29	0,2	0,77	0,16	0,11	0,013	-	-

Karanlık Dere ÖSK	C _{org}	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
C _{org}	1	-0,019	0,512	0,417	-0,127	-0,29	0,303	-0,027	0,47	0,269	-0,342
SiO ₂		1	0,736	0,472	-0,1	-0,78	0,023	0,925	0,736	-0,441	-0,448
Al ₂ O ₃			1	0,703	-0,181	-0,77	0,278	0,77	0,963	-0,116	-0,603
Fe ₂ O ₃				1	-0,494	-0,33	0,268	0,542	0,797	-0,056	-0,141
MgO					1	-0,289	-0,607	-0,264	-0,267	-0,372	-0,193
CaO						1	-0,03	-0,657	-0,738	0,249	0,759
Na ₂ O							1	0,128	0,323	0,513	-0,482
K ₂ O								1	0,75	-0,358	-0,35
TiO ₂									1	-0,065	-0,592
P ₂ O ₅										1	-0,017
MnO											1

Çizelge 4.2 Emzik Beleni ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları

Örnekler	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Toplam
HE-27	9,53	3,15	2,55	11,17	24,03	0,71	0,63	0,16	0,07	0,15	0,013	47,5	99,7
HE-28	19,19	5,64	4,06	3,45	30,09	0,84	0,89	0,34	0,23	0,12	0,025	34,9	99,82
HE-29	13,91	4,11	3,13	3,26	35,63	0,69	0,68	0,24	0,23	0,15	0,015	37,8	99,83
HE-32	13,76	3,64	2,34	2,51	35,55	0,64	0,68	0,19	0,11	0,13	0,012	40,3	99,84
HE-34	15,87	4,75	2,58	2,28	34,07	1,07	0,74	0,22	0,12	0,14	0,012	38	99,86
HE-41	5,26	1,71	1,24	1,54	44,72	0,22	0,24	0,1	0,06	0,15	0,006	44,6	99,88
HE-42	6,53	2,06	2,38	1,27	43,39	0,15	0,3	0,12	0,11	0,2	0,007	43,4	99,88
PAAS	62,8	18,9	7,22	2,2	1,3	1,2	3,7	1	0,16	0,11	0,016	-	-
NASC	64,8	16,9	5,65	2,86	3,63	1,14	3,97	0,7	0,13	0,06	0,018	-	-
UCC	66	15,2	5	2,2	4,2	3,9	3,4	0,5	-	8	0,005	-	-
Şeyl Ort.	15,61	15,11	6,75	2,49	3,09	1,29	0,2	0,77	0,16	0,11	0,013	-	-

Emzik Beleni ÖSK	C _{org}	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
C _{org}	1	-0,57	-0,49	-0,61	0,53	-0,14	-0,07	-0,4	-0,65	-0,8	0,28
SiO ₂		1	0,65	0,5	-0,37	-0,67	0,46	0,6	0,69	0,16	-0,06
Al ₂ O ₃			1	0,85	-0,45	-0,5	0,62	0,92	0,98	0,3	0,21
Fe ₂ O ₃				1	-0,49	-0,33	0,47	0,85	0,81	0,41	0,34
MgO					1	-0,36	-0,37	-0,33	-0,42	-0,5	-0,71
CaO						1	-0,3	-0,54	-0,53	0,18	0,52
Na ₂ O							1	0,48	0,68	0,16	0,12
K ₂ O								1	0,89	0,36	0,23
TiO ₂									1	0,31	0,15
P ₂ O ₅										1	0,48
MnO											1

Çizelge 4.3 Doruk Tepe ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Toplam
DT7	17,21	4,74	2,83	13,2	19,34	0,89	2,51	0,23	<0,01	0,08	0,015	38,6	99,62
DT9	15,83	5,26	3,12	4,78	27,96	1,34	1,92	0,28	0,06	0,1	0,017	39,1	99,79
DT12	15,51	5,2	3,17	9,17	24,25	1,06	1,28	0,28	0,03	0,13	0,017	39,6	99,71
DT15	13,76	4,95	3,29	5,34	32,43	1,5	0,9	0,25	0,05	0,12	0,025	37,1	99,75
DT17	16,02	5,97	2,29	14,86	20,26	1,41	1,09	0,29	0,01	0,08	0,014	37,3	99,6
DT20	5,85	2,14	3,07	11,93	25,03	0,8	0,43	0,12	0,12	0,13	0,009	50,1	99,68
DT23	10,48	3,24	2,88	2,58	36,29	0,92	0,51	0,17	0,24	0,12	0,012	42,4	99,83
DT25	23,98	6,88	4,23	6,25	17,94	1,42	1,39	0,38	0,07	0,1	0,029	37,1	99,79
DT27	20,66	6,23	4,28	6,79	16,54	1,28	1,24	0,34	0,06	0,16	0,029	42,2	99,79
DT28	11,84	3,81	2,15	3,28	36,04	1,09	0,63	0,18	0,95	0,08	0,011	39,7	99,79
DT29	24,7	3,53	3,07	1,44	22,49	0,76	0,65	0,17	0,13	0,1	0,013	42,8	99,85
DT31	12,67	4,18	2,67	7,82	26,78	1,51	0,71	0,2	1,36	0,12	0,013	41,7	99,72
DT32	11,68	2,96	1,38	15,56	21,75	0,69	0,77	0,15	0,01	0,06	0,008	44,6	99,61
DT33	47,82	3,53	2,98	1,21	18,98	0,52	0,6	0,19	0,12	0,07	0,015	23,9	99,91
DT35	60,9	2,07	1,55	0,47	11,9	0,37	0,45	0,1	0,06	0,04	0,007	22	99,96
DT38	6,42	2,39	1,4	5,4	26,64	1,04	0,31	0,11	0,23	0,06	0,007	55,8	99,82
DT40	13,3	4,7	2,71	2,45	36,63	1,39	0,78	0,19	0,18	0,12	0,014	37,4	99,85
DT42	12,67	4,38	2,82	2,35	25,79	1,55	0,63	0,22	0,1	0,09	0,013	49,2	99,86
DT44	9,77	3,65	3,28	2,27	35,35	1,43	0,49	0,17	0,12	0,16	0,012	43,1	99,86
DT50	10,64	3,01	2,73	1,93	39,72	1,12	0,55	0,15	0,31	0,32	0,008	39,3	99,82
DT53	19,85	6,44	3,53	2,81	30,72	1,88	0,87	0,33	0,08	0,23	0,012	33,1	99,86
DT54	3,35	0,89	3,95	3,85	45,36	0,15	0,12	0,04	0,06	0,75	0,004	41,3	99,83
DT56	9,73	3,04	2,43	4,75	34,95	1,07	0,46	0,16	0,15	0,16	0,007	42,9	99,82
DT57	12,76	4,27	4,5	2,31	36,31	1,41	0,68	0,2	0,1	0,25	0,012	37	99,86
DT65	17,1	5,94	2,51	12,04	16,24	1,19	1,08	0,29	0,03	0,07	0,012	43,1	99,64
DT68	25,4	9,27	3,69	11,7	16,16	2,2	2,64	0,55	0,03	0,13	0,019	27,9	99,65
DT70	23,59	6,92	4,09	9,92	18,95	2,04	1,37	0,36	0,1	0,09	0,016	32,2	99,7
DT72	14,29	3,34	2,11	1,83	34,06	0,81	1,04	0,15	0,11	0,15	0,007	41,9	99,84
DT73	30,67	8,87	3,75	5,19	11,07	2,68	1,81	0,43	0,19	0,08	0,017	35	99,81
DT74	34,56	9,84	5,95	6,75	14,94	2,95	1,94	0,63	0,07	0,11	0,022	22	99,78
DT76	14,97	5,49	2,7	13,41	19,84	1,74	1,04	0,24	0,02	0,07	0,009	40,1	99,63
DT77	29,92	9,34	4,86	3,76	23,33	2,36	2,5	0,54	0,09	0,15	0,018	22,9	99,82
DT82	20,6	6,81	3,26	4,75	24,75	1,87	1,64	0,34	0,09	0,07	0,016	35,6	99,76
DT84	15,81	5,09	3,21	12,46	18,99	1,43	1,24	0,24	0,02	0,06	0,01	41,1	99,63
DT85	26,28	7,77	2,89	7,66	11,44	2,12	1,76	0,35	0,02	0,06	0,013	39,4	99,72
DT88	13,3	3,84	1,89	13,21	18,2	1,17	0,85	0,19	0,02	0,04	0,008	46,9	99,6
DT90	21,99	7,55	3,05	9,33	15,28	1,64	2,74	0,34	0,03	0,11	0,014	37,6	99,69
DT92	13,26	4,14	2,25	12,08	18,32	1,17	1,18	0,21	0,02	0,05	0,008	46,9	99,64
DT98	21,16	6,14	3,14	11,08	17,5	1,46	2,22	0,26	0,01	0,06	0,011	36,6	99,66
DT99	24,53	7,56	3,64	9,04	11,89	1,4	2,86	0,36	<0,01	0,07	0,013	38,3	99,71
PAAS	62,8	18,9	7,22	2,2	1,3	1,2	3,7	1	0,16	0,11	0,016	-	-
NASC	64,8	16,9	5,65	2,86	3,63	1,14	3,97	0,7	0,13	0,06	0,018	-	-
UCC	66	15,2	5	2,2	4,2	3,9	3,4	0,5	-	8	0,005	-	-
Şeyl Ort.	15,61	15,11	6,75	2,49	3,09	1,29	0,2	0,77	0,16	0,11	0,013	-	-

Çizelge 4.3 Doruk Tepe ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları (devam)

Doruk Tepe ÖSK	Corg	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
Corg	1	-0.61	-0.22	-0.43	-0.28	-0.28	-0.39	-0.53	-0.67	-0.80	-0.89
SiO ₂		1.00	0.63	0.49	-0.37	-0.65	0.46	0.46	0.62	-0.12	-0.25
Al ₂ O ₃			1.00	0.82	-0.25	-0.60	0.79	0.73	0.97	-0.09	-0.14
Fe ₂ O ₃				1.00	-0.35	-0.35	0.58	0.63	0.85	-0.08	0.14
MgO					1.00	-0.35	-0.25	-0.09	-0.23	-0.21	-0.39
CaO						1.00	-0.44	-0.51	-0.59	0.26	0.61
Na ₂ O							1.00	0.28	0.77	0.02	-0.18
K ₂ O								1.00	0.67	-0.12	-0.13
TiO ₂									1.00	-0.09	-0.11
P ₂ O ₅										1.00	-0.02
MnO											1.000

Çizelge 4.4 Kayalık Dere ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Toplam
DH110	14,1	3,79	2,01	7,3	29,37	1,06	0,9	0,18	0,44	0,07	0,006	40,4	99,68
DH105	23,82	7,2	3,19	11,74	15,73	1,43	2,11	0,33	0,02	0,06	0,012	34	99,66
DH103	26,76	8,59	4,13	7,87	16,5	2,45	1,92	0,46	0,04	0,09	0,016	30,9	99,74
DH102	27,28	9,39	4,3	4,14	20,43	2,78	1,78	0,49	0,06	0,08	0,017	29	99,75
DH101	13,81	4,42	2,4	13,38	20,51	1,1	1,27	0,22	0,03	0,05	0,009	42,4	99,61
DH99	27,31	9,07	4,77	6,23	20,88	2,71	1,87	0,5	0,1	0,1	0,019	26,2	99,73
DH98	18,23	6,56	3,01	10,59	16,57	2,02	1,41	0,33	0,07	0,1	0,016	40,8	99,66
DH83	19,1	5,87	4,4	4,94	28,66	1,94	0,91	0,31	0,09	0,21	0,013	33,4	99,81
DH70	35,11	11,36	5,58	5,87	14,49	3,07	2,53	0,74	0,07	0,15	0,028	20,8	99,79
DH68	22,23	6,41	4,89	5,11	27,05	2,04	1,22	0,36	0,07	0,17	0,035	30,2	99,81
DH67	13,11	3,48	2,06	15,11	22,46	1	0,7	0,19	0,02	0,08	0,01	41,4	99,63
DH66	17,92	3,71	2,8	15,66	19,04	0,72	0,7	0,22	0,02	0,08	0,021	38,7	99,61
DH64	19,22	6,33	3,55	4,57	27,37	2,25	1,31	0,32	0,07	0,11	0,019	34,7	99,79
DH62	20,73	5,17	2,93	5,6	28,02	1,83	1,13	0,26	0,04	0,13	0,015	33,9	99,79
DH60	6,93	2,31	1,54	17,44	23,93	0,91	0,43	0,11	0,01	0,08	0,008	45,7	99,45
DH59	27,27	8,2	4,18	13,07	13,08	1,37	3,26	0,38	0,02	0,09	0,014	28,6	99,59
DH57	31,16	7,82	4,41	8,11	12,8	0,64	5,17	0,47	0,03	0,08	0,026	29	99,73
DH55	23,48	3,34	2,43	19,84	13,18	0,47	1,49	0,15	0,02	0,08	0,018	35	99,53
DH50	21,52	4,84	2,67	13,3	18,6	0,3	3,1	0,23	0,01	0,09	0,011	35	99,62
DH47	3,9	0,85	0,55	19,33	26,2	0,32	0,57	0,05	0,01	0,07	0,003	47,7	99,52
DH44	20,51	5,2	2,97	13,61	17,48	0,32	3,11	0,25	0,02	0,08	0,014	36	99,62
DH42	19,93	4,3	2,53	15,48	19,51	0,26	2,24	0,24	0,02	0,08	0,013	35	99,62
DH41	21,08	5,25	2,87	13,59	18,09	0,25	3,27	0,25	0,02	0,08	0,014	34,8	99,6
DH38	16,61	2,94	1,63	19,08	19,69	0,12	0,84	0,13	0,01	0,07	0,008	38,4	99,51
DH37	30,12	7,34	4,03	13,02	11,81	0,23	3,37	0,32	0,02	0,07	0,017	29,2	99,59
DH33	30,65	5,24	2,8	12,74	13,26	0,23	2,49	0,23	0,02	0,08	0,012	31,9	99,66
DH30	43,39	7,92	4,47	7,95	3,08	0,29	3,1	0,38	0,02	0,05	0,022	29	99,65
DH29	9,53	1,37	0,89	19,26	24,32	0,1	0,37	0,07	0,01	0,08	0,006	43,5	99,52
PAAS	62,8	18,9	7,22	2,2	1,3	1,2	3,7	1	0,16	0,11	0,016	-	-
NASC	64,8	16,9	5,65	2,86	3,63	1,14	3,97	0,7	0,13	0,06	0,018	-	-
UCC	66	15,2	5	2,2	4,2	3,9	3,4	0,5	-	8	0,005	-	-
Şeyl Ort.	15,61	15,11	6,75	2,49	3,09	1,29	0,2	0,77	0,16	0,11	0,013	-	-

Çizelge 4.4 Kayalık Dere ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları (devam)

Kayalık Dere ÖSK	Corg	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
Corg	1	-0,16	-0,15	-0,25	0,1	-0,13	-0,14	-0,03	-0,16	0,07	-0,38
SiO ₂		1	0,82	0,81	-0,5	-0,74	0,22	0,71	0,75	-0,09	0,06
Al ₂ O ₃			1	0,93	-0,74	-0,44	0,67	0,56	0,97	0,05	0,27
Fe ₂ O ₃				1	-0,78	-0,35	0,63	0,52	0,92	0,04	0,48
MgO					1	-0,13	-0,76	-0,21	-0,74	-0,41	-0,53
CaO						1	0,25	-0,69	-0,35	0,39	0,43
Na ₂ O							1	-0,15	0,72	0,25	0,55
K ₂ O								1	0,5	-0,19	-0,16
TiO ₂									1	0,06	0,35
P ₂ O ₅										1	0,11
MnO											1

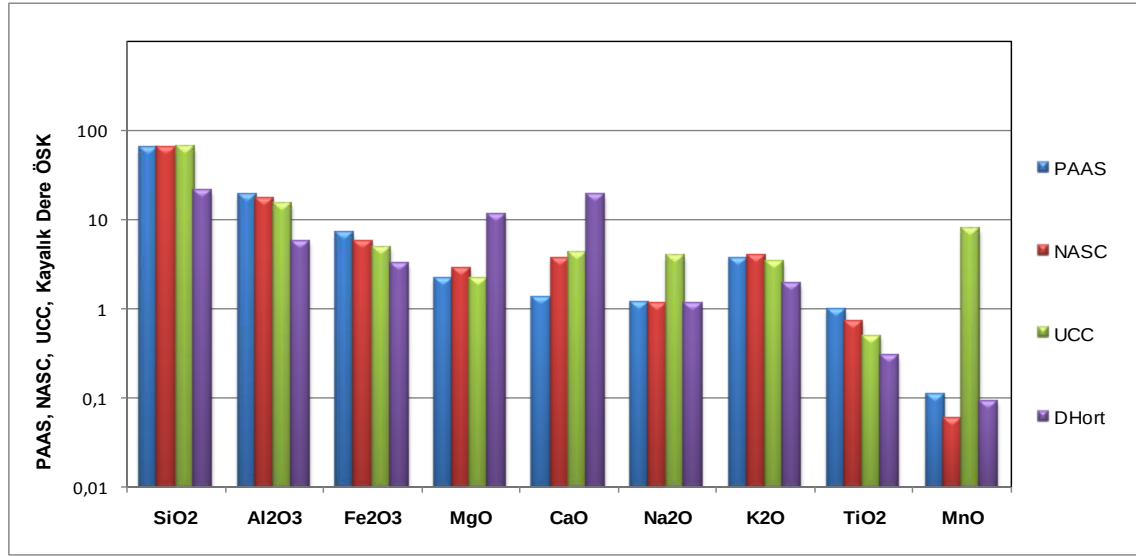
Çizelge 4.5 Harmancık Dere ÖSK'nın majör oksit ve korelasyon sonuçları

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Toplam
HD-03	40,69	12,01	5,1	11,88	5,61	0,47	2,08	0,62	0,11	0,04	0,026	21	99,66
HD-14	20,23	4,9	2,8	13,08	19,56	0,41	3,27	0,24	0,02	0,09	0,014	35,1	99,67
HD-17	20,87	7,1	3,59	5,02	26,94	2,28	1,43	0,36	0,15	0,12	0,021	31,9	99,79
HD-21	20,23	6,82	4,3	2,94	29,95	1,25	1,3	0,35	0,09	0,17	0,021	32,4	99,83
HD-22	21,37	6,09	3,89	5,56	30,16	1	1,57	0,35	0,29	0,16	0,027	29,3	99,79
HD-23	23,51	5,27	3,72	11,97	17,55	0,94	1,09	0,31	0,13	0,09	0,026	35,1	99,69
HD-25	15,03	4,46	2,85	3,05	35,1	0,75	1,15	0,23	0,18	0,12	0,021	36,9	99,82
HD-27	17,91	5,12	3,29	2,69	31,55	0,35	0,75	0,27	0,13	0,16	0,012	37,6	99,84
HD-29	20,9	6,84	3,06	6,27	15,7	0,64	1,1	0,33	0,09	0,12	0,018	44,7	99,81
HD-32	19,72	6,16	2,99	3,21	29,25	1,45	0,99	0,35	0,11	0,16	0,014	35,4	99,84
HD-38	7,39	2,01	2,58	1,55	44,26	0,36	0,28	0,11	0,1	0,28	0,08	40,9	99,87
HD-45	12,99	2,94	2,36	14,99	22	0,52	0,59	0,16	0,1	0,07	0,006	42,9	99,61
HD-47	19,52	5,07	2,38	13,91	17,38	1,02	1,12	0,25	0,03	0,05	0,009	38,9	99,64
HD-50	14,64	5,04	2,49	13,26	19,15	1,35	1,01	0,24	0,03	0,09	0,008	42,3	99,61
PAAS	62,8	18,9	7,22	2,2	1,3	1,2	3,7	1	0,16	0,11	0,016	-	-
NASC	64,8	16,9	5,65	2,86	3,63	1,14	3,97	0,7	0,13	0,06	0,018	-	-
UCC	66	15,2	5	2,2	4,2	3,9	3,4	0,5	-	8	0,005	-	-
Şeyl Ort.	15,61	15,11	6,75	2,49	3,09	1,29	0,2	0,77	0,16	0,11	0,013	-	-

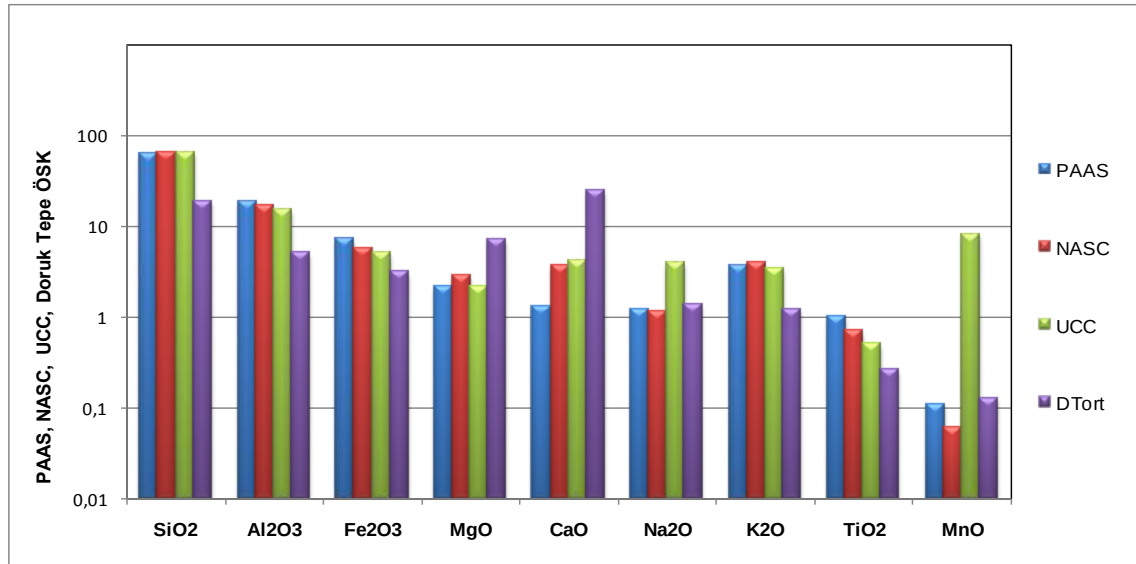
Harmancık Dere ÖSK	Corg	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
Corg	1	-0,43	-0,48	-0,74	0,48	-0,19	-0,09	0,18	-0,57	-0,68	-0,26
SiO ₂		1	0,94	0,81	0,26	-0,73	0,02	0,54	0,95	0,09	-0,55
Al ₂ O ₃			1	0,83	0,07	-0,63	0,19	0,46	0,99	0,1	-0,43
Fe ₂ O ₃				1	-0,17	-0,3	0,1	0,34	0,87	0,39	-0,09
MgO					1	-0,76	-0,13	0,33	0,03	-0,48	-0,82
CaO						1	0,04	-0,46	-0,58	0,37	0,87
Na ₂ O							1	-0,04	0,2	0,12	-0,05
K ₂ O								1	0,42	-0,14	-0,42
TiO ₂									1	0,21	-0,38
P ₂ O ₅										1	0,29
MnO											1

Yine çalışma alanına ait bitümlü kayalardaki majör oksitler Şeyl, PAAS, NASC ve UCC ile normalize edildiğinde genelde ortalama normalizasyonlar birbirlerine benzer

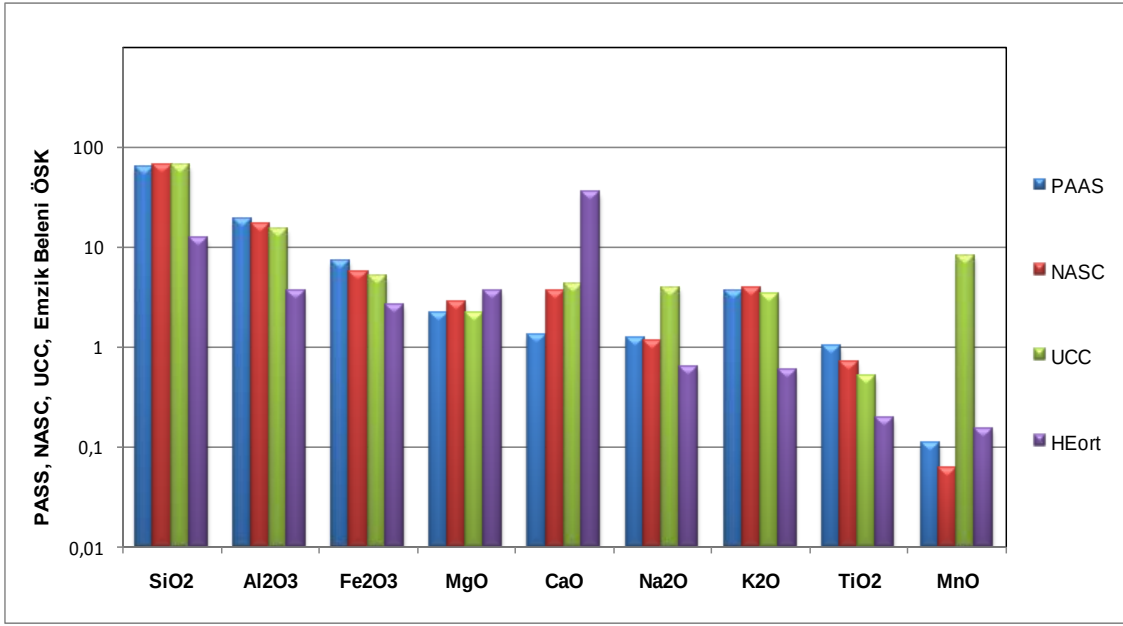
trendler sergilemektedirler. Çalışma alanına ait örneklerde Mg ve Ca konsantrasyonlarının diğer indirgen ortamlardan yüksek çıkması, çalışma alanı depolanma ortamının karbonatlarca baskın olduğunu bir kez daha göstermektedir (Şekil 4.8-4.12, Çizelge 4.1-4.5).



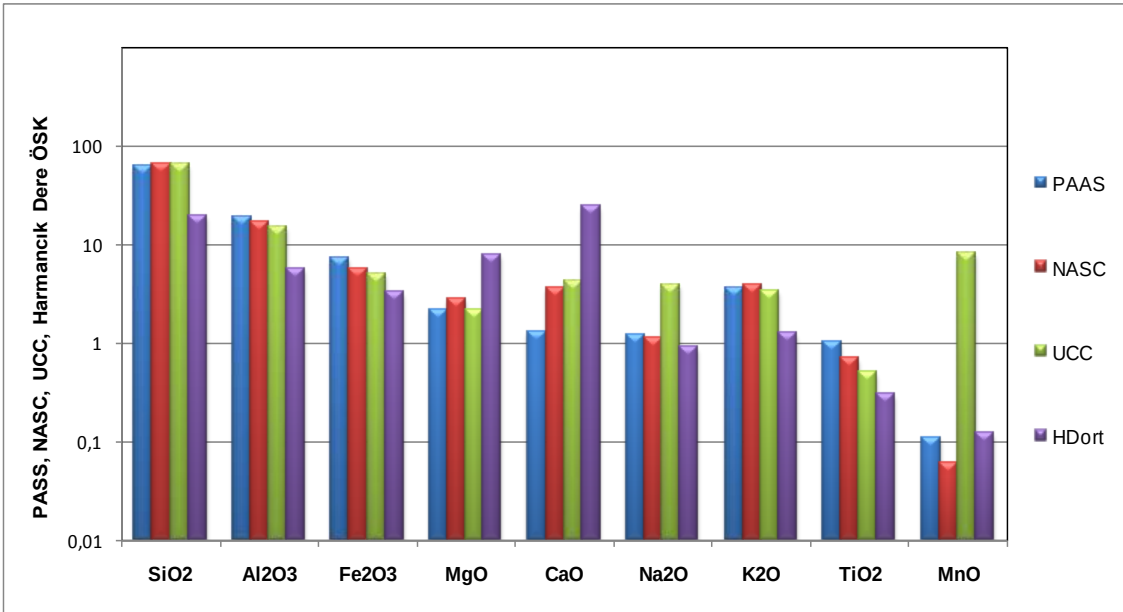
Şekil 4.8 PAAS, NASC, UCC ve şeyl ortalamasına göre Kayalık Dere ÖSK'sı örneklerin zenginleşmesi



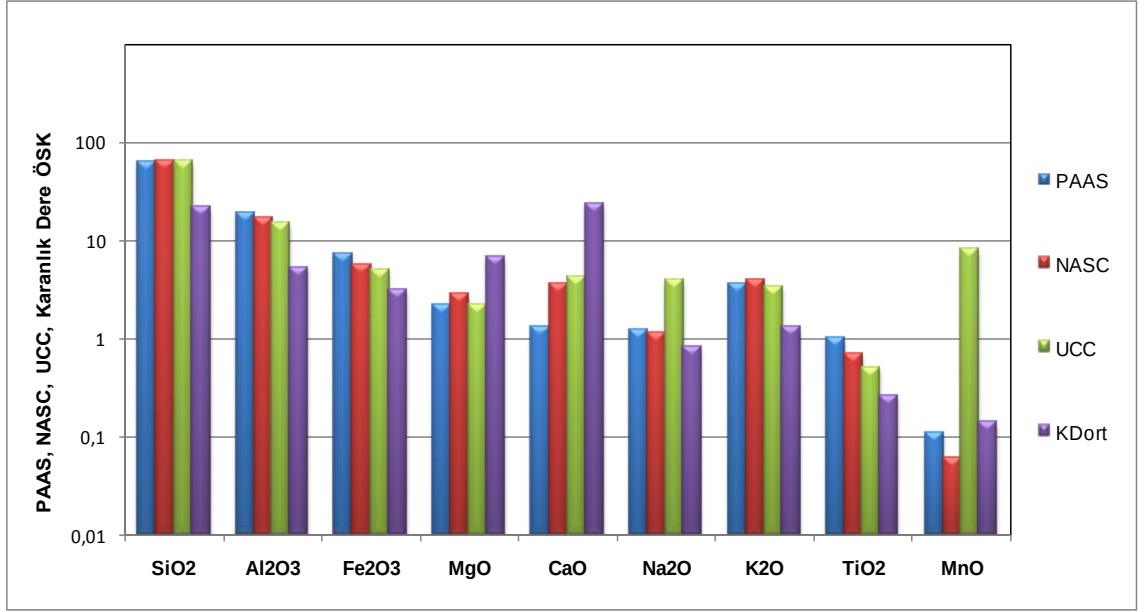
Şekil 4.9 PAAS, NASC, UCC ve şeyl ortalamasına göre Doruk Tepe ÖSK'sı örneklerin zenginleşmesi



Şekil 4.10 PAAS, NASC, UCC ve şeyl ortalamasına göre Emzik Beleni ÖSK'sı örneklerin zenginleşmesi



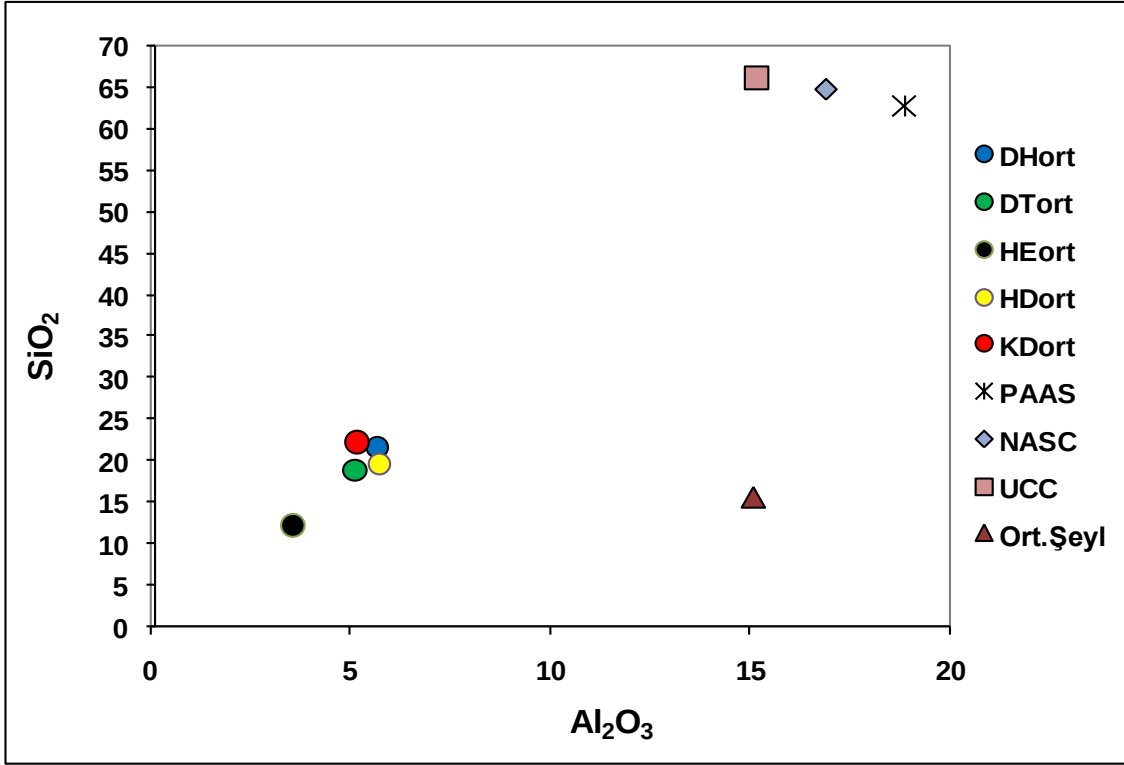
Şekil 4.11 PAAS, NASC, UCC ve şeyl ortalamasına göre Harmancık Dere ÖSK'sı örneklerin zenginleşmesi



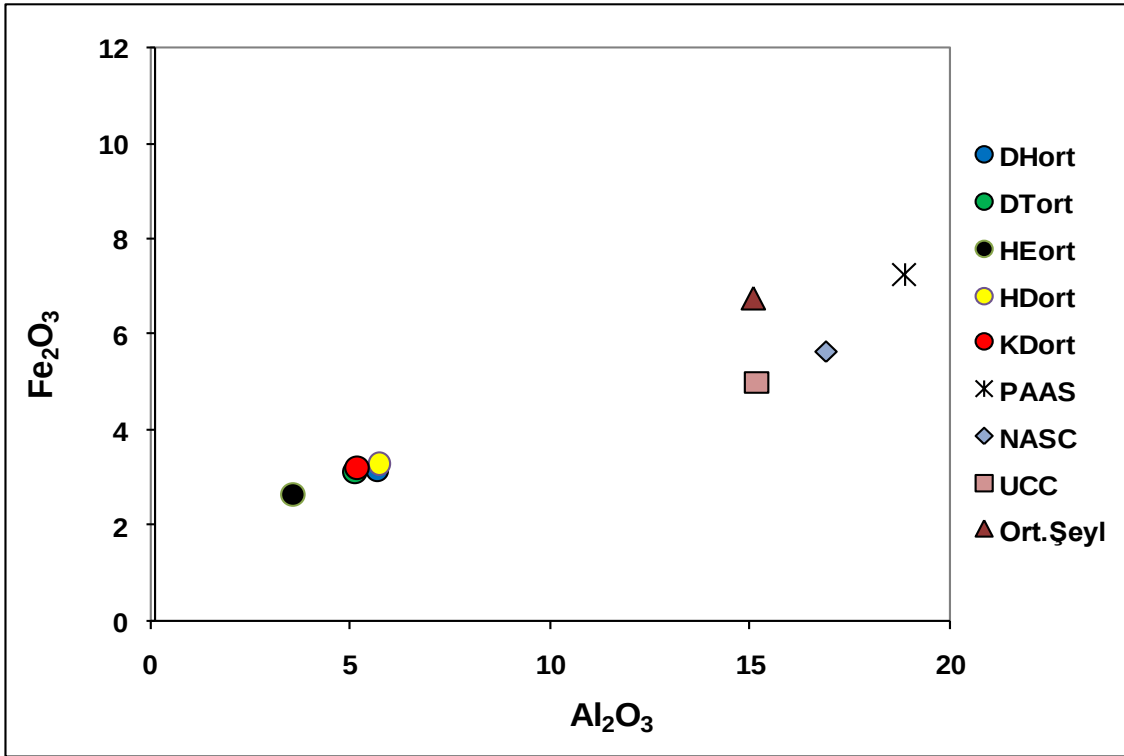
Şekil 4.12 PAAS, NASC, UCC ve şeyl ortalamasına göre Karanlık Dere ÖSK'sı örneklerin zenginleşmesi

4.2.1 SiO₂-Al₂O₃ ve Fe₂O₃-Al₂O₃ grafikleri

Çalışma alanına ait ölçülen stratigrafik kesitlerde yer alan bitümlü şeyl örneklerinin SiO₂-Al₂O₃ ile Fe₂O₃-Al₂O₃ ortalamalarının UCC, PAAS, NASC ve ortalama şeyllerle olan ilişkileri incelenmiştir. SiO₂ ve Fe₂O₃ ortalamalarının Al₂O₃ ile olan korelasyonlarında hemen hemen tüm örnek ortalamalarının çok yüksek pozitif korelasyon sergilediği görülmüştür (Çizelge 4.1-4.5). ÖSK'lara ait örneklerdeki Al₂O₃ ortalama değerleri ortalama şeyllerden daha düşük seviyede kalırken SiO₂ değerlerinin hemen hemen aynı seviyede kaldığını söyleyebiliriz. Bunun yanısıra Al ve Si oksit bakımından PASS, NASC ve UCC değerleri, çalışma alanına ait örnek ortalamalarının 3 katı değerlere sahiptir (Şekil 4.13). Yine çalışma alanına ait ölçülen stratigrafik kesitlere ait örneklerin Fe₂O₃-Al₂O₃ ortalama değerlerinin UCC, PAAS, NAASC ve ortalama şeyl ilişkilerine bakıldığında daha alt seviyelerde kaldığı görülmüştür (Şekil 4.14).



Şekil 4.13 SiO_2 - Al_2O_3 diyagramları

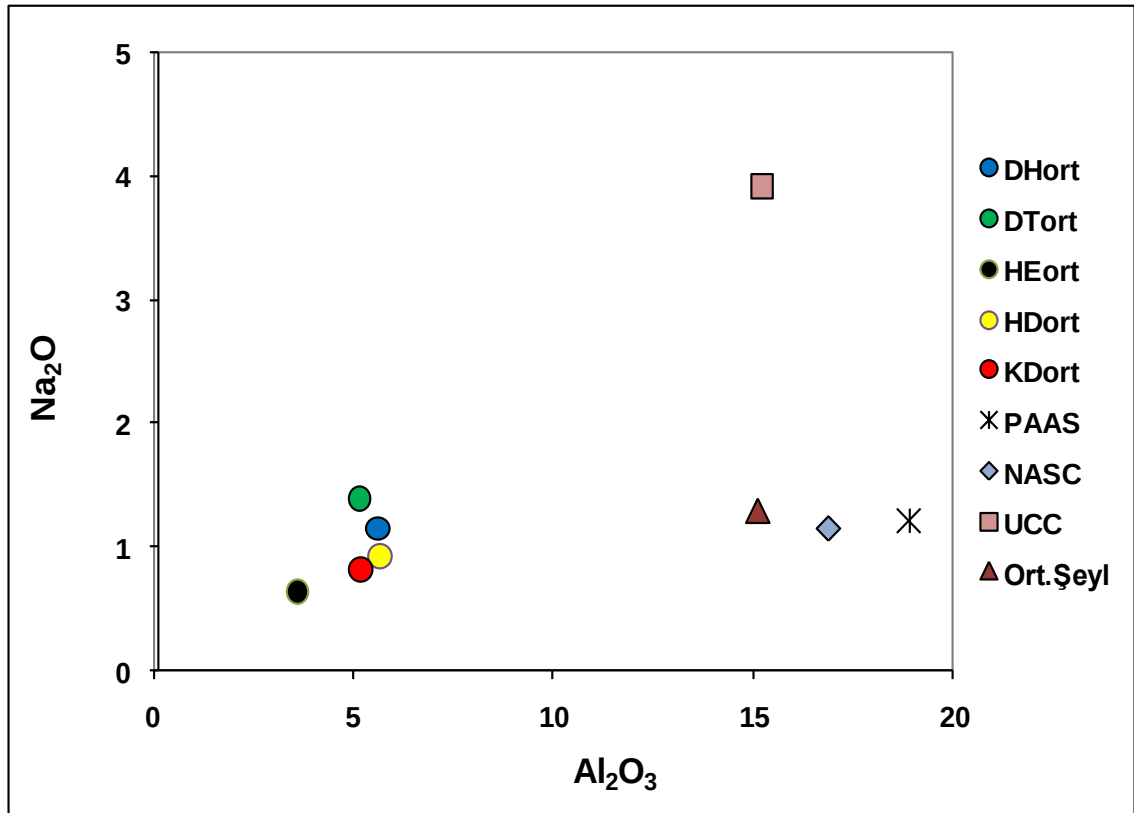


Şekil 4.14 Fe_2O_3 - Al_2O_3 diyagramları

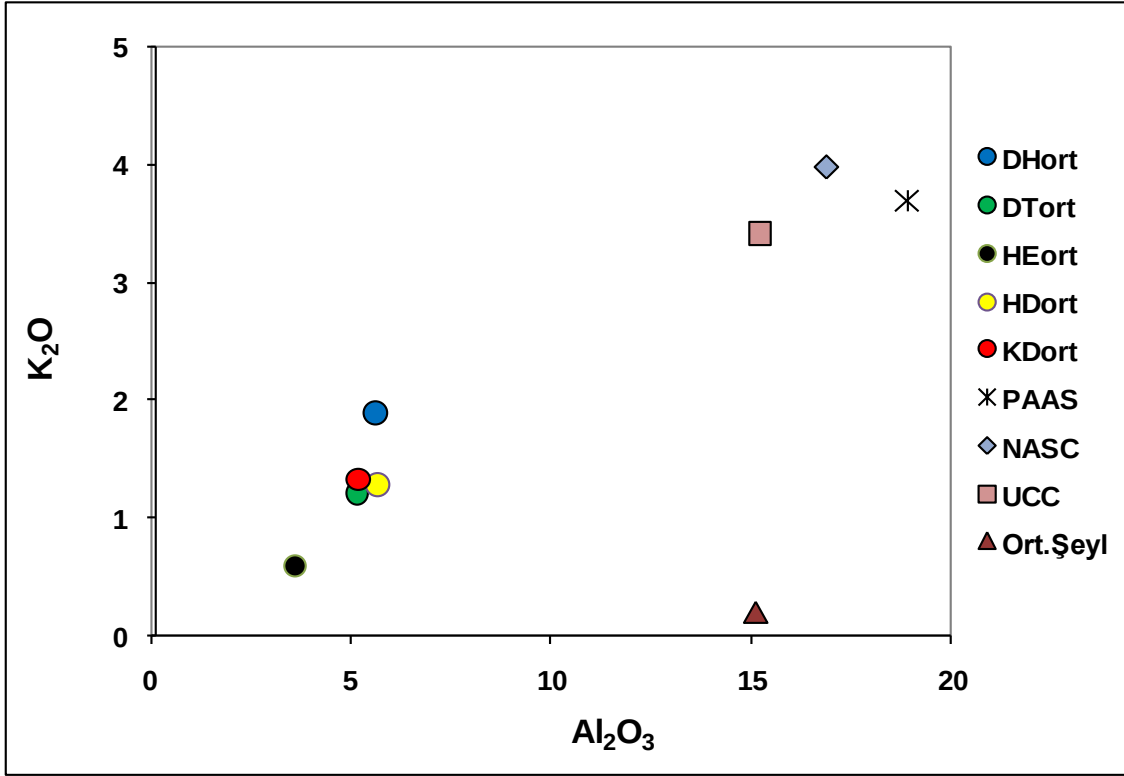
4.2.2 Na₂O-Al₂O₃ ve K₂O-Al₂O₃ grafikleri

Çalışma alanına ait ölçülen stratigrafik kesitlere ait bitümlü kayaç örneklerinin Na₂O-Al₂O₃ ortalama değerlerinin çok yüksek pozitif korelasyon gösterdiği görülmektedir (Çizelge 4.1-4.5). UCC, PAAS, NASC ve ortalama şeyllerle olan ilişkilerine bakıldığında ise çalışma sahasına ait 5 ÖSK'nın bitümlü örneklerin ortalama Na₂O değerlerinin UCC dışında diğer ortamlarla aynı seviyede kalırken Al₂O₃ ortalama değerleri bakımından daha düşük seviyelerde kaldığı görülmektedir (Şekil 4.15-4.16).

Bunun yanısıra K₂O bakımından çalışma sahası ÖSK ortalamaların değerleri ortalama şeyl dışında diğer ortamlara nazaran daha düşük seviyede kalmıştır (Şekil 4.16). Bu durum bize depolanma ortamımızın diğer ortamlara nazaran daha az kil minerallerine sahip olduğunu göstermektedir.



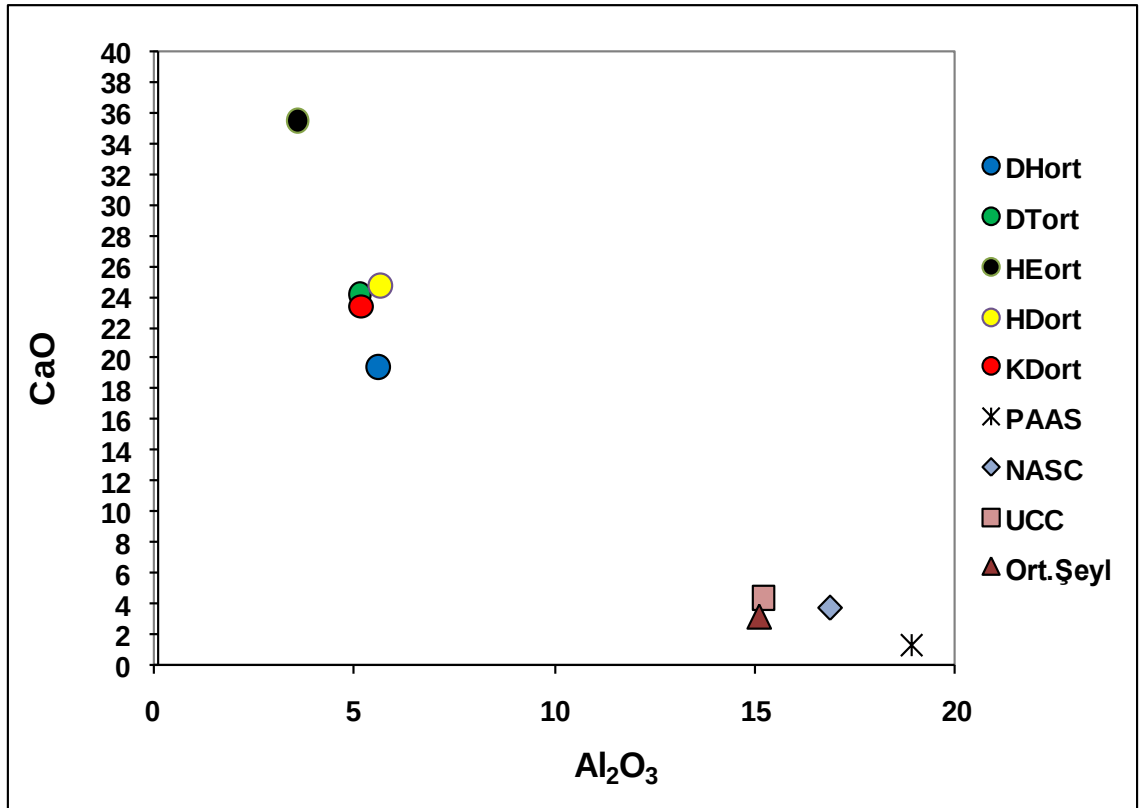
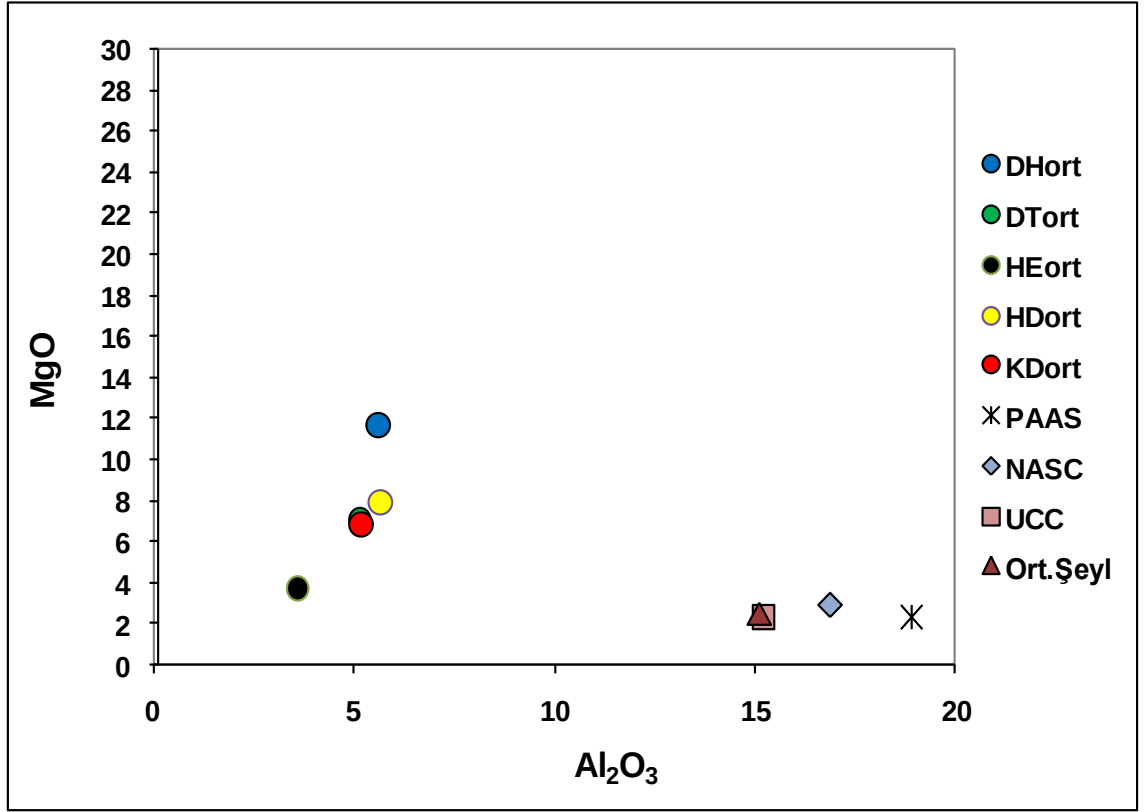
Şekil 4.15 Na₂O-Al₂O₃ diyagramları



Şekil 4.16 K_2O - Al_2O_3 diyagramları

4.2.3 $MgO-Al_2O_3$ ve $CaO-Al_2O_3$ grafikleri

Çalışma alanına ait ölçülen stratigrafik kesitlere ait bitümlü kayaç örneklerinin ortalama $MgO_2-Al_2O_3$ değerleri korelasyon açısından incelendiğinde bazı bitümlü kayaç örnek ortalamalarının yüksek negatif korelasyon gösterirken bazı örneklerin ise pozitif korelasyon gösterdiği belirlenmiştir (Çizelge 4.1-4.5). UCC, PAAS, NASC ve ortalama şeyllerle olan ilişkilerine bakıldığında, ÖSK'larımıza ait MgO ortalama değerleri diğer ortamlara nazaran daha yüksek çıkmıştır. (Şekil 4.17). Bunun yanısıra ortalama CaO değerleri ile Al_2O_3 ortalama değerleri ile negatif bir korelasyon sergilemektedir. CaO ortalama değerleri diğer depolanma ortamları ile karşılaştırıldığında CaO değerleri oldukça yüksek çıkmıştır (Şekil 4.17). Bu durum bize depolanma ortamımızın CaO yönünden zengin ve dolomitleşme etkisinde kaldığını göstermektedir.



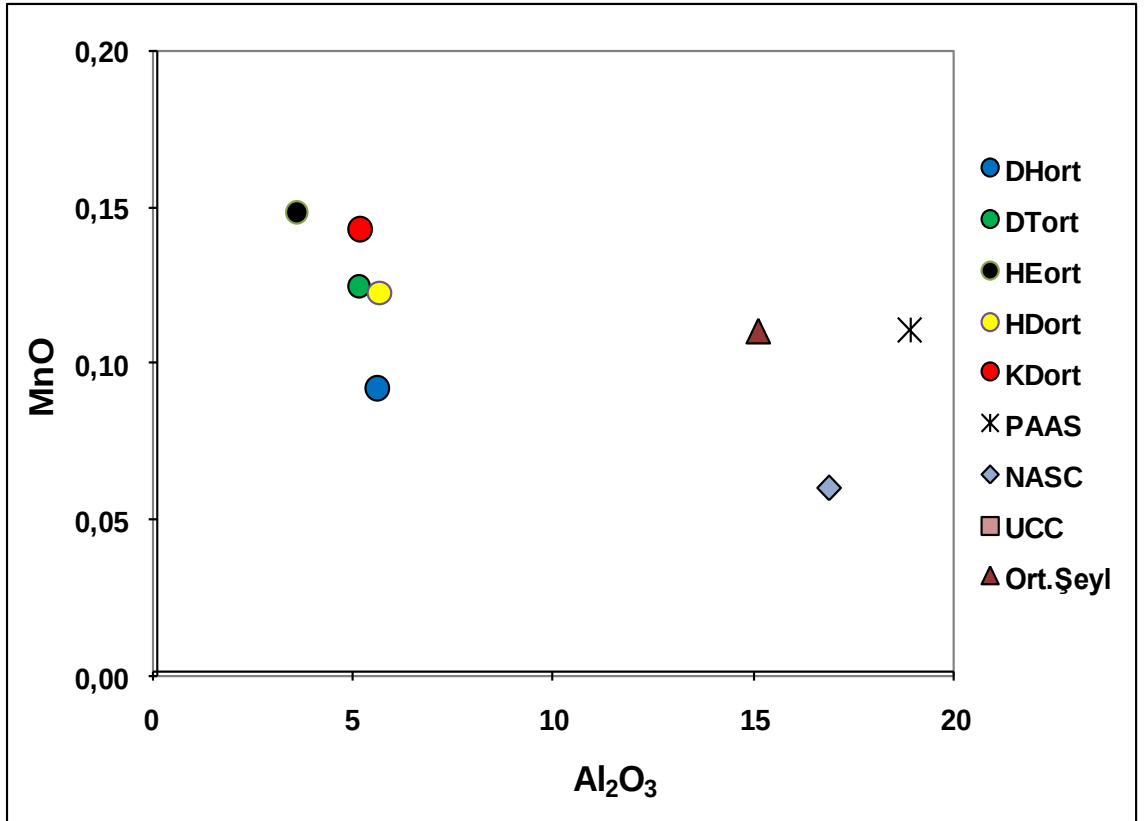
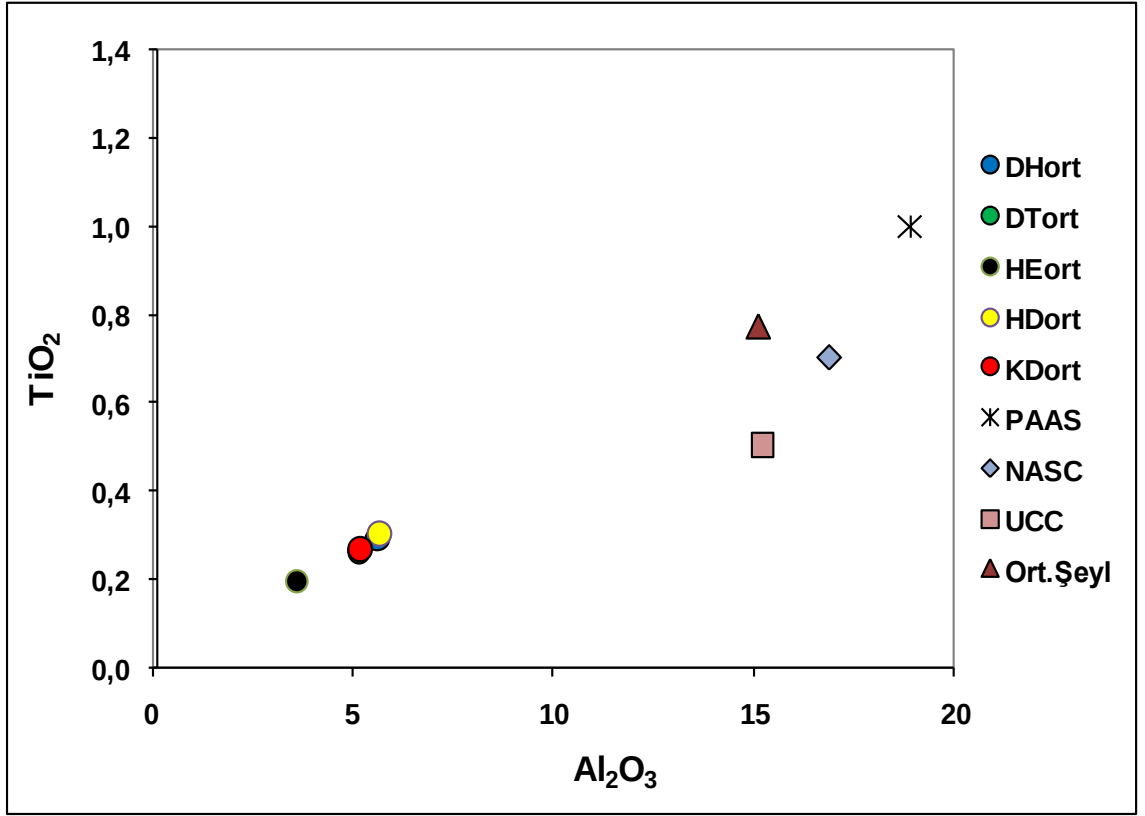
Şekil 4.17 Bitümlü şeyl örnekleri için MgO- Al_2O_3 ve CaO- Al_2O_3 diyagramları

4.2.4 TiO₂-Al₂O₃ ve MnO-Al₂O₃ grafikleri

Majör oksitlerin Al₂O₃ ile yapılan korelasyon çalışmalarında Al₂O₃'in SiO₂, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O ve TiO₂ ile yüksek pozitif korelasyonlar göstermesi bu elementlerin tamamının aynı kökenden geldiklerine ve karasal kaynaklı olduklarına işaret eder. Aynı zamanda Al₂O₃'ün TiO₂ ile göstermiş olduğu tüm kesitlerdeki yüksek pozitif korelasyonlar bunların aynı zamanda killeri ile olan ilişkisininide yansıtmaktadır (Şekil 4.18, Çizelge 4.1-4.5). Yine majör oksitlerin Al₂O₃ ile yapılan korelasyon çalışmalarında Al₂O₃'in MgO ve CaO ile yüksek negatif korelasyonlar göstermesi ise bu elementlerin farklı kökenlerden kaynaklandıklarına işaret eder (Çizelge 4.1-4.5). Bu durum da MgO ve CaO elementlerinin kaynaklarının karbonat kökenli olduklarını söyleyebiliriz.

Yine çalışma alanına ait bitümlü şeyl örneklerinin MnO ve Al₂O₃ ilişkileri incelendiğinde çok net olmasa da Emzik Beleni ve Kayalık Dere ÖSK'larında pozitif bir korelasyon söz konusudur. Diğer ÖSK'larda ise negatif bir korelasyon söz konusudur. Bu durum bize Mn elementinin depolanma ortamında hem detritik ve hem de karbonat kaynaklı olduğuna işaret eder (Şekil 4.18, Çizelge 4.1-4.5).

Çalışma sahası ÖSK'larındaki örneklerin TiO₂ ortalamalarının diğer ortamlara nazaran düşük seviyede kalmıştır. MnO miktarı açısından ise çalışma sahasındaki örnek ortalamalarının diğer ortamlardan daha yüksek olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.18).



Şekil 4.18 Bitümlü şeyl örnekleri için $TiO_2-Al_2O_3$ ve $MnO-Al_2O_3$ diyagramları

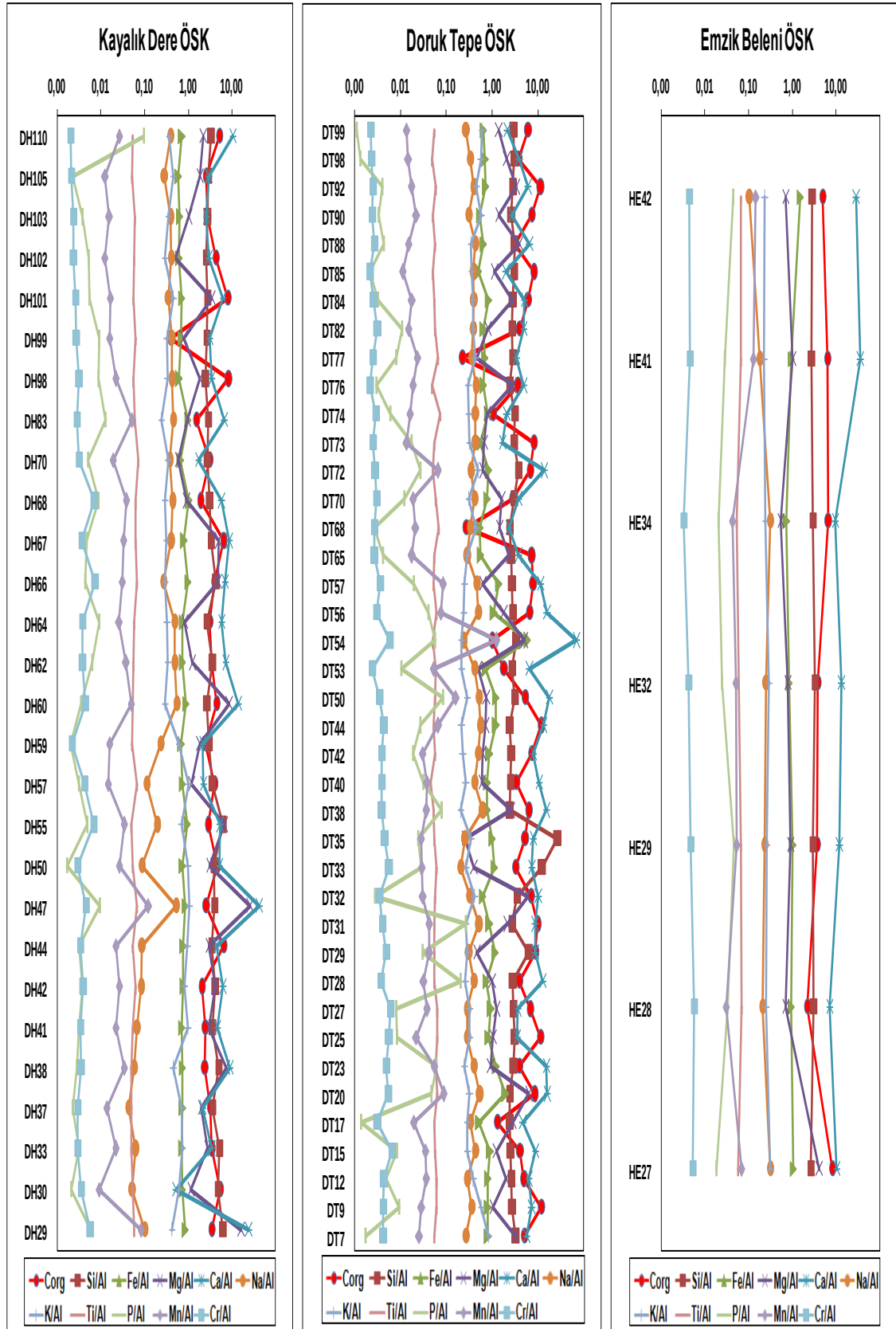
4.2.5 Majör elementlerin Al ile normalizasyon grafikleri

Çalışma alanından alınan bitümlü şeyl örneklerinin her bir kesitte tabandan tavana C_{org} ve majör oksit elementlerin Al ile normalize edilmiş trendleri karşılaştırılmıştır (Şekil 4.19 ve 4.20). Şekil 4.19 ve 4.20’de görüldüğü gibi C_{org} ’nın miktarı baz alındığında diğer elementlerle her bir örnek karşılaştığında farklı trendler sergilemektedir. Bu durum depolanma ortamı, organik madde birikimi, depolanma ortamının redoks koşulları ve diğer faktörlerin etkileri ile oluşan değişimlerin bir sonucu olarak ifade edilebilir.

Kayalık Dere ÖSK’sına ait majör oksit ilişkilerine bakıldığında Kayalıkludere ÖSK’sının dikkat çekici özelliği kesitin taban seviyelerinde Ca, Mg, P ve Mn elementlerinin çok net bir şekilde gözlenen ilişkileridir ki bu durum Kayalıkludere civarında depolanmanın başladığı ilk evrelerde ortamın çoğunlukla karbonatlı olduğunu, kesitin tavan bölümlerine doğru ise ortamın killerce zenginleştiğini göstermektedir (Şekil 4.19). C_{org} bakımından örnekler incelendiğinde ise bir çoğunun C_{org} ile ilişkisi gözlenmemiştir. Bu durum örnek içerisindeki ana element kaynaklarının organik madde tarafından kontrol edilmediğini göstermektedir.

Şekil 4.19’de görüldüğü gibi Doruktepe kesitine ait majör oksitler incelendiğinde genelde Cr, P, Mn, Ti, Na ve K elementlerinin düşük bollukta oldukları dikkat çekicidir. Bu durum kayaç bileşimine giren killerin göstergesi olarak yorumlanabilir. Yine Doruktepe kesitine ait majör oksitlerden Ca, Si, Mg ve Fe elementleri incelendiğinde de bu elementlerin diğer elementlere nazaran daha fazla zenginleştiği, depolanma ortamının zaman zaman karbonatlı bir özellik kazandığı görülmektedir. Si, Fe ve Ti elementlerinin benzer trendler sergilemesi ise bu elementlerin killerin bileşimine giren ana elementler olması nedeniyledir (Şekil 4.19). C_{org} bakımından örnekler incelendiğinde herhangi bir ilişki bulunamamıştır.

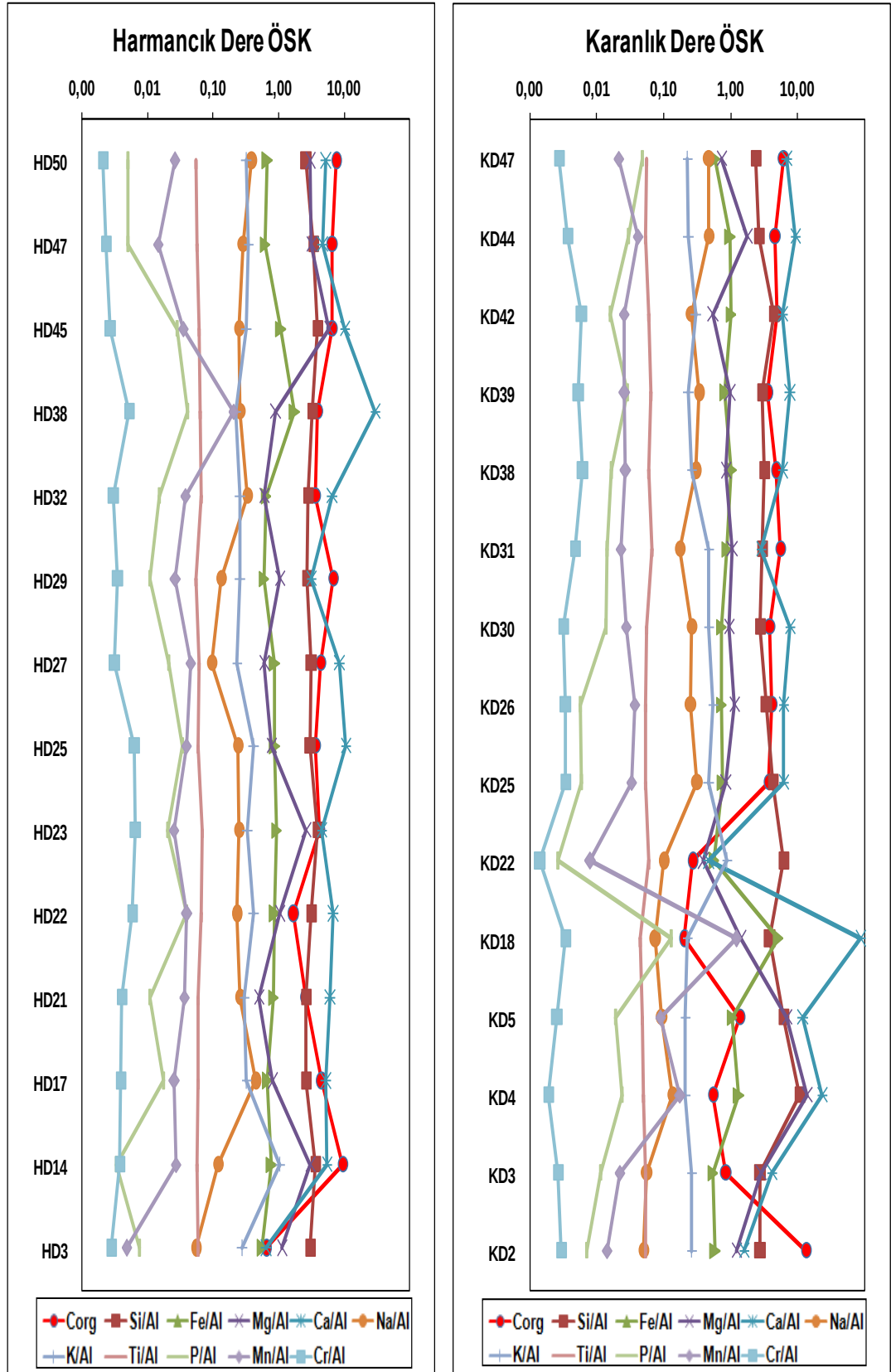
Emzik Beleni ÖSK’sına ait majör oksitlerden Na, Mg ve Ca benzer trenler sergilerken P, Ti ve Si ve kısmen de Mn ve Fe benzer trenler sergilemektedir. Ca, Mg, P, Mn ve Fe’deki benzer trenler bu elementlerin genellikle karbonatlı bileşikler yaptığı kayaç örneklerine aittir (Şekil 4.19).



Şekil 4.19 Tabandan tavana Al ile normalize edilmiş Kayalık Dere, Doruk Tepe ve Emzik Beleni ÖSK'sına ait majör oksit elementleri

Harmancık dere ÖSK'sına ait majör oksitlerden Si, Fe, Na, K, Ti ve Mn benzer trenler sergilerken Ca, Mg, P ve kısmen de Mn ve Fe benzer trenler sergilemektedir. Ca, Mg, P, Mn ve Fe'deki benzer trenler bu elementlerin yine karbonatlı bileşikler yaptığı kayaç örneklerine aittir (Şekil 4.20).

Karanlıkdere ÖSK'sına ait majör oksit ilişkilerine bakıldığında Karanlıkdere ÖSK'sının dikkat çekici özelliği kesitin tabandan tavan seviyelerine doğru Ca, Mg ve P elementlerin de çok net bir şekilde gözlenen ilişkileridir ki, bu durum Karanlıkdere civarında depolanmanın başladığı ilk evrelerde ortamın çoğunlukla karbonatlı olduğunu, kesitin tavan bölümlerine doğru ortamın kısmen killerce zenginleştiğini göstermektedir (Şekil 4.20).



Şekil 4.20 Tabandan tavana Al ile normalize edilmiş Harmancık Dere ve Emzik Beleni ÖSK'sına ait majör oksit elementleri

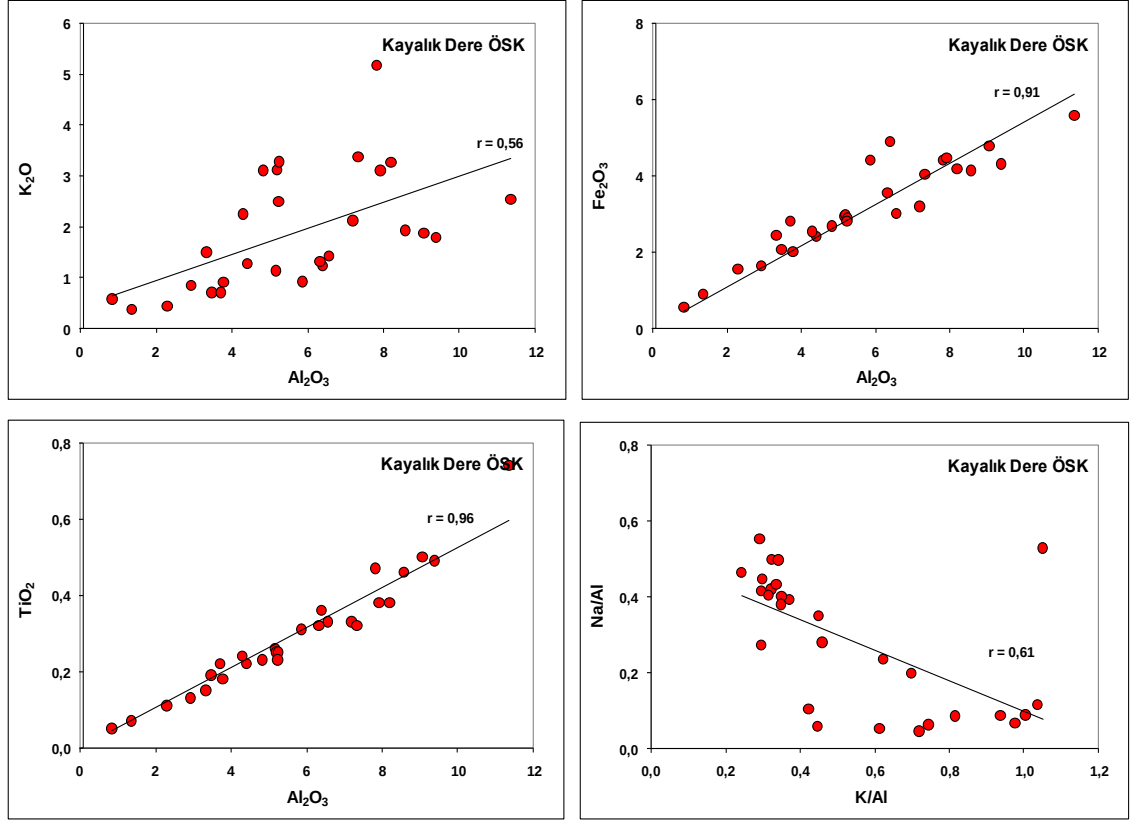
4.2.6 K₂O, TiO₂, Fe₂O₃ ile Al₂O₃ ve Na/Al ile K/Al grafikleri

Al ile Fe, Ti ve K korelasyonu alüminosilikat fraksiyonunun bileşimsel değişimlerine bağlıdır. K ile Na arasındaki negatif korelasyon simetit ve illit arasındaki değişim oranına bağlıdır. K₂O/Al₂O₃ oranları ise killer ve feldispatlar için farklılık gösterir (Cox vd. 1995).

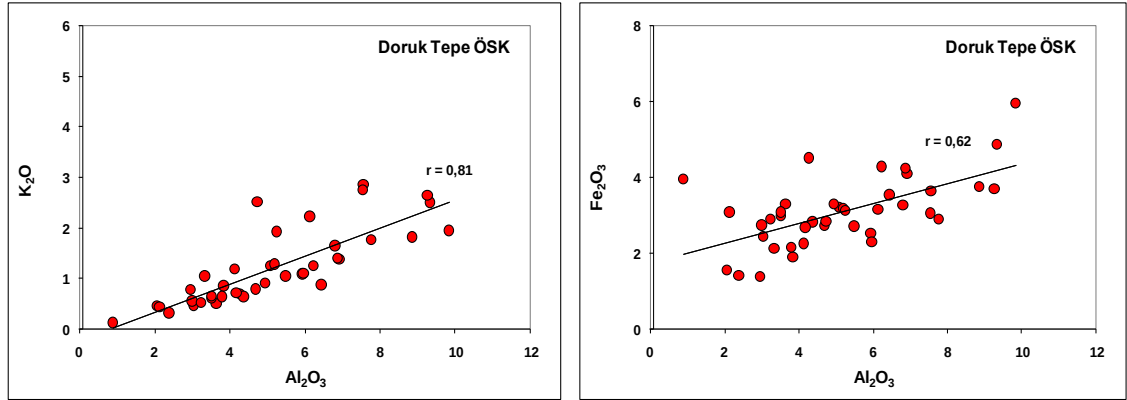
Diyajenetik olarak duraylı denizel bileşen olan Titanyum (Ti) şeyl ortalamasına göre tüketilme sergilemektedir, sadece Doruk Tepe ÖSK'sında birkaç örnekte çok az zenginleşme oranları sunmaktadır. Bunun yanında TiO₂ ve Al₂O₃ arasında tüm kesitlerimizde oldukça kuvvetli pozitif korelasyonlar sergilediği tespit edilmiş olup, bu durum ya kil kafesi içinde Ti bulunuşu ya da Ti'mun detritik kökenli sabit bir kaynaktan geldiğini göstermektedir. Bazı örneklerdeki 1,88'e varan Ti zenginleşmesinin sebebi karasal detritikler ile Ti ilişkisine bağlı detritik olarak yüksek enerjili ortamlardaki kaba taneli sedimanların sonucunda olabilmektedir (Calvert 1976).

Si/Al oranı detritik girdi için bir belirleyici olarak kullanılmıştır (Tribovillard vd. 1994, Caplan ve Bustin 1998, Murphy vd. 2000b). Tüm ÖSK'larda bitümlü şeyl örnekleri için Al₂O₃ karşılık Fe₂O₃, K₂O ve TiO₂ arasında görülen yüksek pozitif korelasyonlar bu elementlerin kaynağının detritik kökenli olduğunu gösterir. Emzik Beleni ÖSK'sı hariç diğer ÖSK'larda gözlenen Na ile K arasındaki negatif korelasyonlar bu iki elementin farklı kaynaklardan geldiğine işaret etmektedir (Şekil 4.21-4.25).

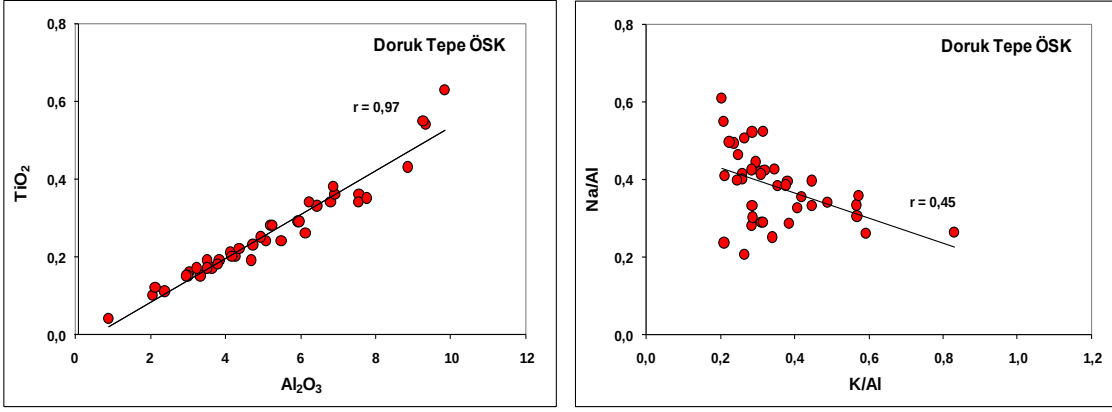
Mn/Al oranının yüksek çıkması ve Ca ile pozitif olarak korelasyon göstermesi bize Mn'nın tipik olarak oksijenlenmiş taban suları altında depolanan karbonatlarda zenginleştiğine işaret eder (Calvert ve Pedersen 1996), oysa anoksik sularda Mn'in indirgenmiş formları çözülebilir fazlar oluşturur ve taban sedimanlarında düşük konsantrasyonlar ile temsil edilir (Caplan ve Bustin 1998).



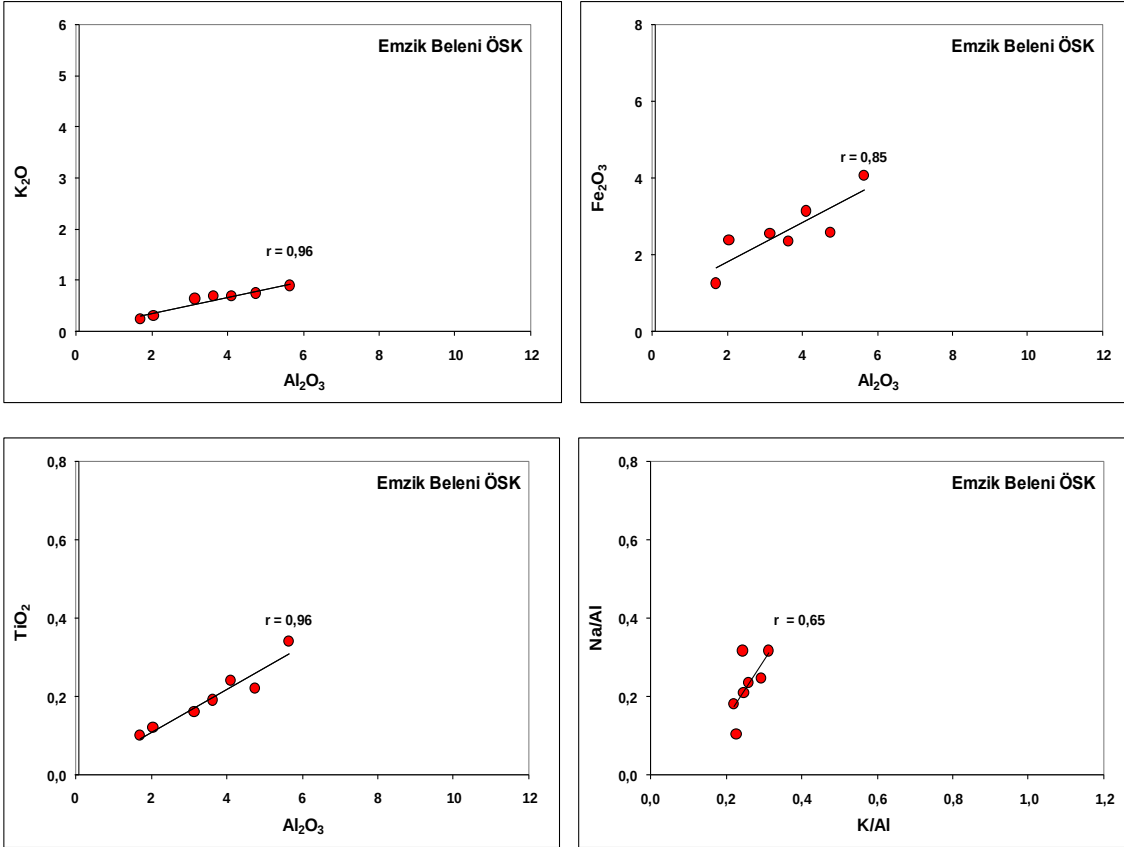
Şekil 4.21 Kayalık Dere ÖSK’ında bitümlü kayalar için K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları



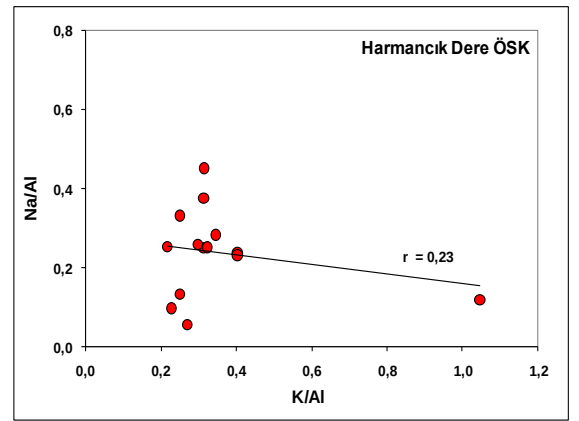
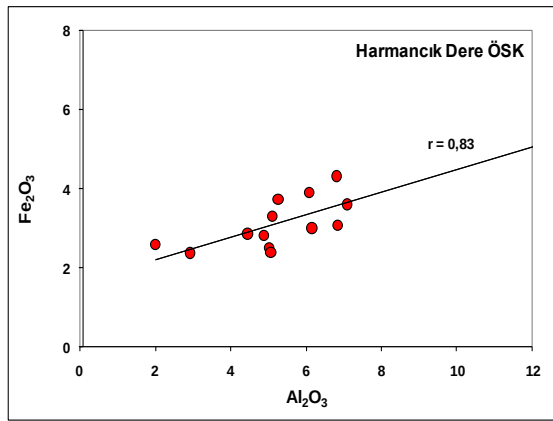
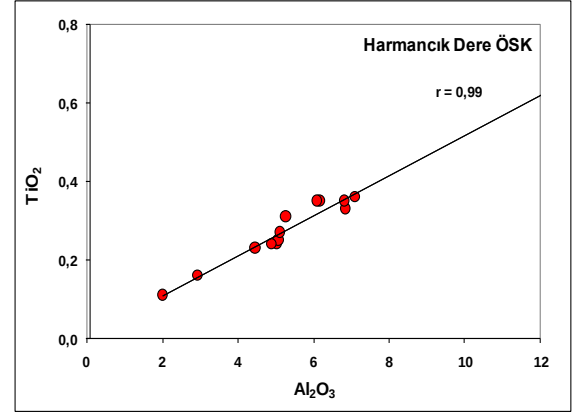
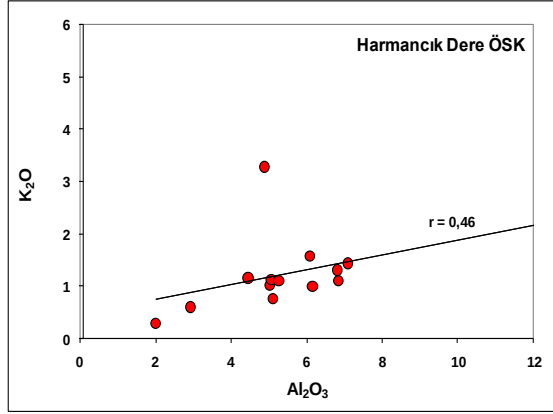
Şekil 4.22 Doruktepe ÖSK’ında bitümlü şeyl örnekleri için K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları



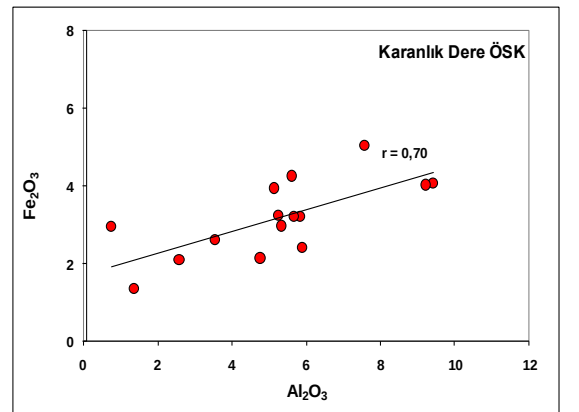
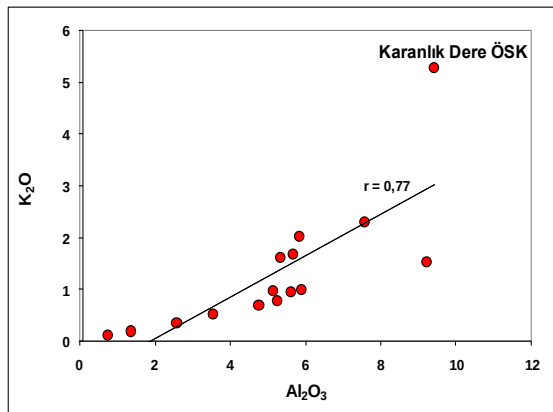
Şekil 4.22 Doruktepe ÖSK’ında bitümlü şeyl örnekleri için K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları (devam)



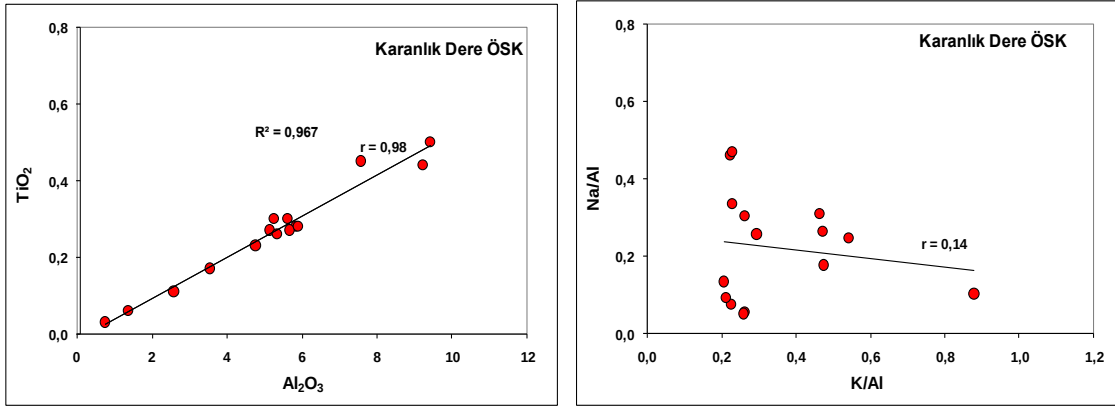
Şekil 4.23 Emzik Beleni ÖSK’ında bitümlü kayaç örnekleri için K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları



Şekil 4.24 Harmancık Dere ÖSK’ında bitümlü şeyl örnekleri için K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları



Şekil 4.25 Karanlık Dere ÖSK’ında bitümlü kayaç örnekleri için K_2O , TiO_2 ve Fe_2O_3 ile Al_2O_3 ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları

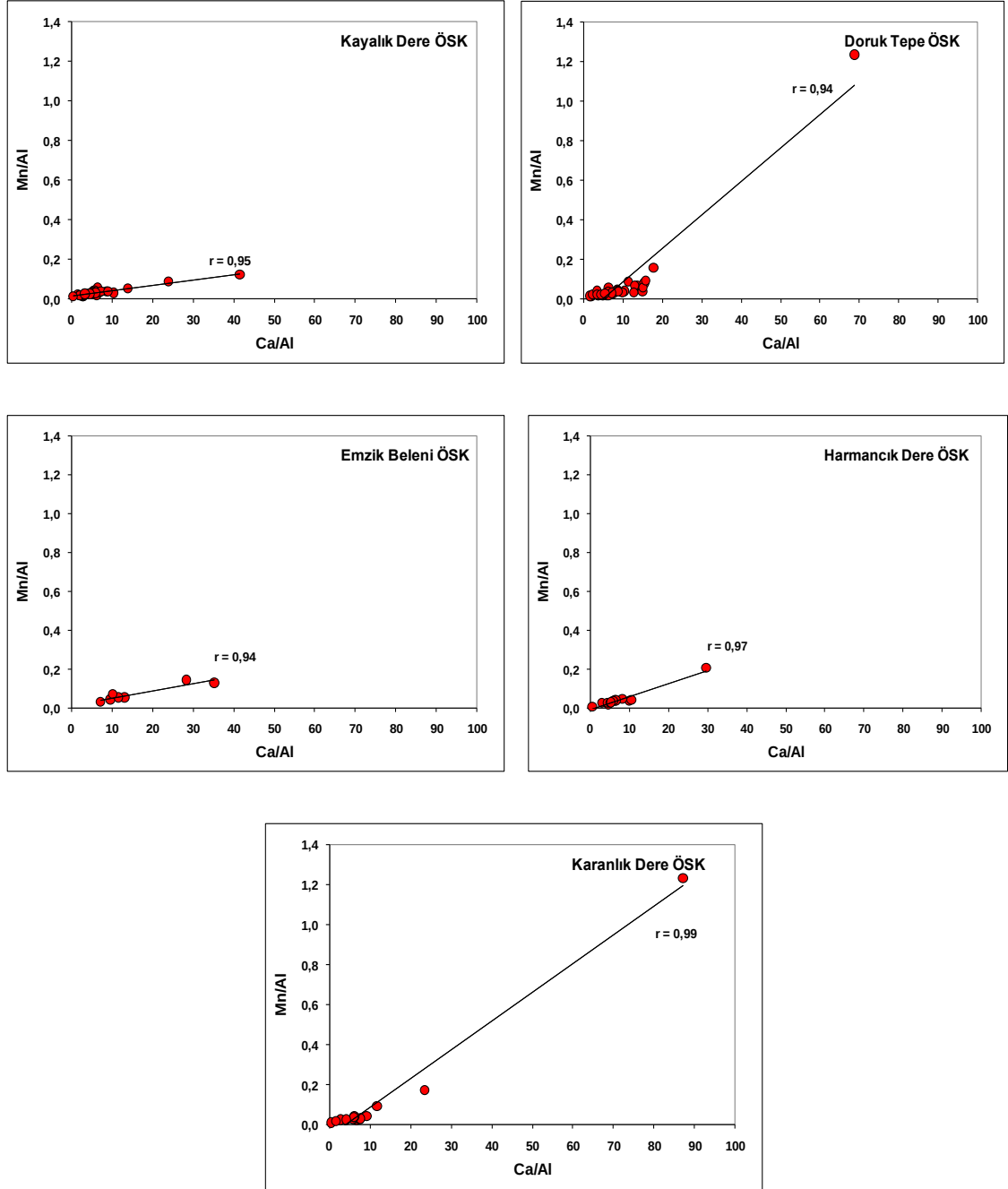


Şekil 4.25 Karanlık Dere ÖSK’ında bitümlü kayaç örnekleri için K₂O, TiO₂ ve Fe₂O₃ ile Al₂O₃ ve Na/Al ile K/Al karşılaştırmaları (devam)

4.2.7 Mn/Al- Ca/Al grafikleri

İndirgen ortamlarda sediman/su arayüzeyinde yeralan düşük Mn konsantrasyonları disoksik ortam göstergesidir (Landing ve Bruland 1980, Bruland 1983, Landing ve Bruland 1987). Buradaki Mn zenginleşmesi, manganca zengin karbonatlar tarafından ilişkilidir (Boyle 1983). Mangandaki yüksek zenginleşme faktörü oksik zonu işaret ederken, Mn/Al ile Ca/Al arasındaki ilişki manganın karbonat fazında kaldığını göstermektedir (Turgeon ve Brumsack 2006).

Bitümlü kayaç örneklerine ait Mn ve Ca değerleri incelendiğinde tüm ÖSK’larda yüksek pozitif bir korelasyon söz konusudur (Şekil 4.26). Bu durum Mn ve Ca kaynağının aynı kökenden geldiğini göstermektedir. Grafikler incelendiğinde yüksek Ca değerine karşılık düşük seviyede Mn değerleri görülmektedir. Bu da ortamımızın Ca bakımından baskın yani karbonatlı bir yapıda olduğunu göstermektedir.

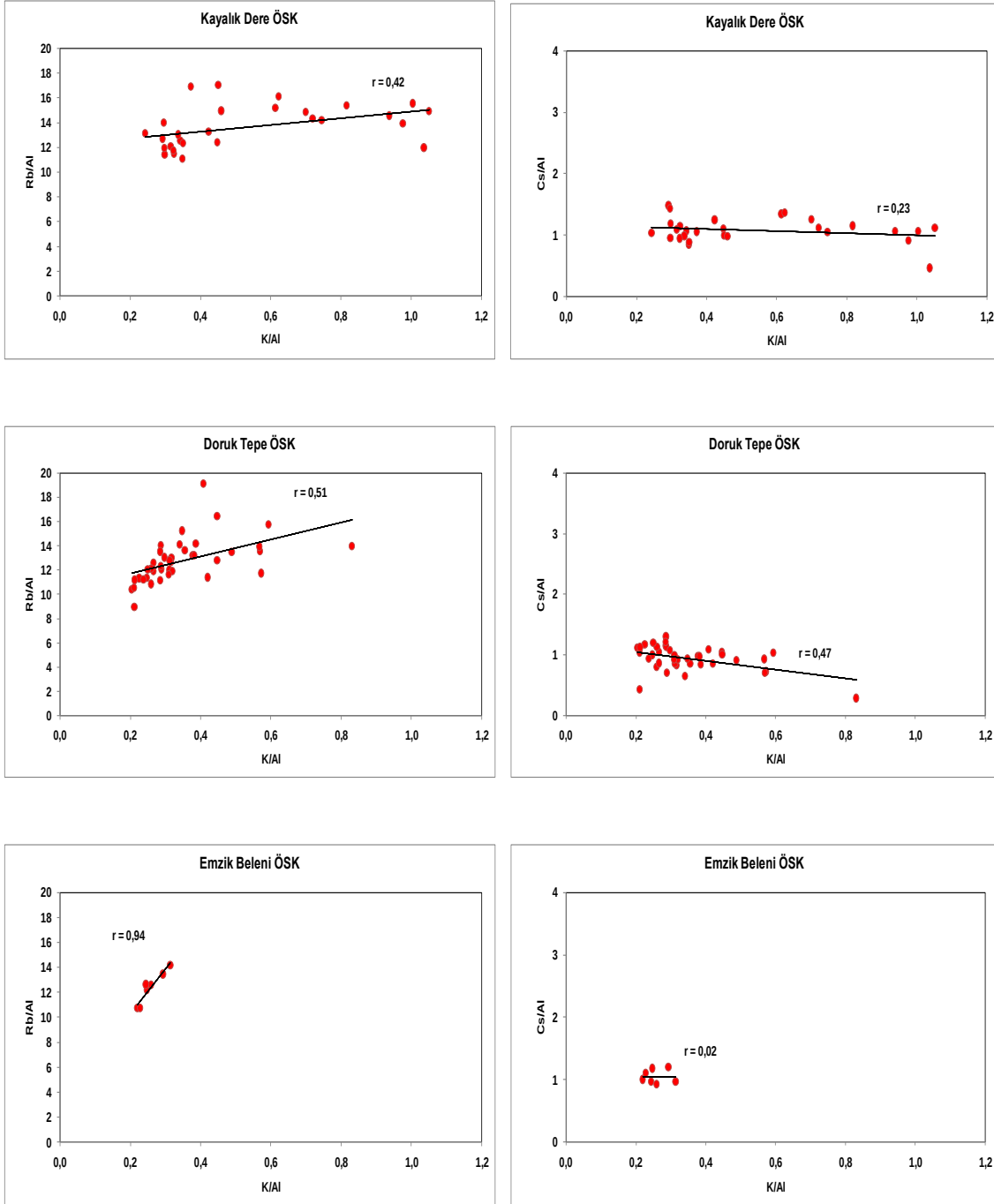


Şekil 4.26 Bitümlü şeyl örnekleri için Mn/Al'e karşılık Ca/Al diyagramları

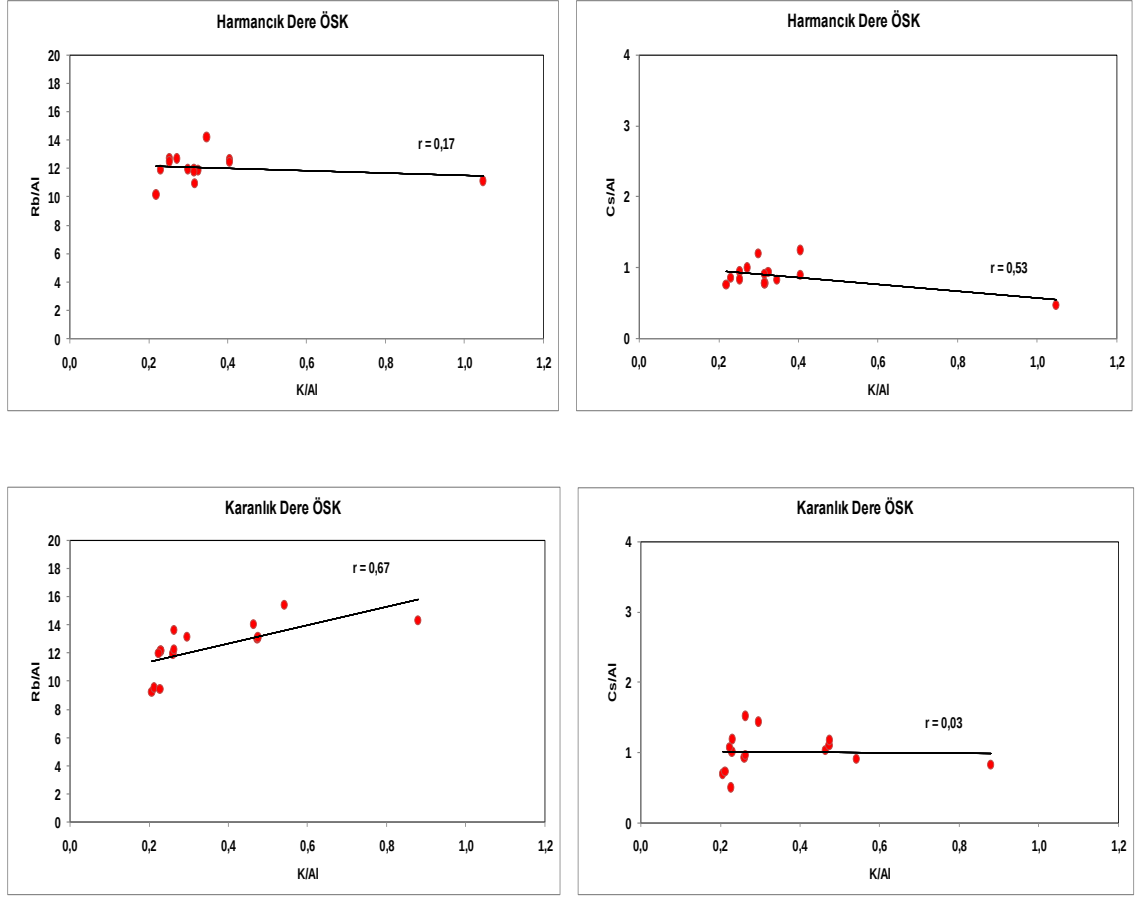
4.2.8 Rb/Al- K/Al ve Cs/Al-K/Al diyagramları

Rb ve Cs gibi alkali elementler derin denizel sedimanlarda K ile bağlantılıdır ve çoğunlukla biyojenik malzeme etkisi ile seyreltilmiş detritik malzemelerce kontrol edilir (Plank ve Langmuir 1998). İncelenen bitümlü kayaç örneklerinde Cs ve K arasında herhangi bir korelasyon olmadığı tespit edilmiştir (Şekil 4.27). Bu durum bu iki

elementin kökenlerinin farklı kaynaklardan olduğunu göstermektedir. Rb ve K arasında Harmancık Dere ÖSK hariç diğer ÖSK’lardaki pozitif korelasyonlar bu elementlerin detritik kökenli olduklarına işaret eder (Şekil 4.27).



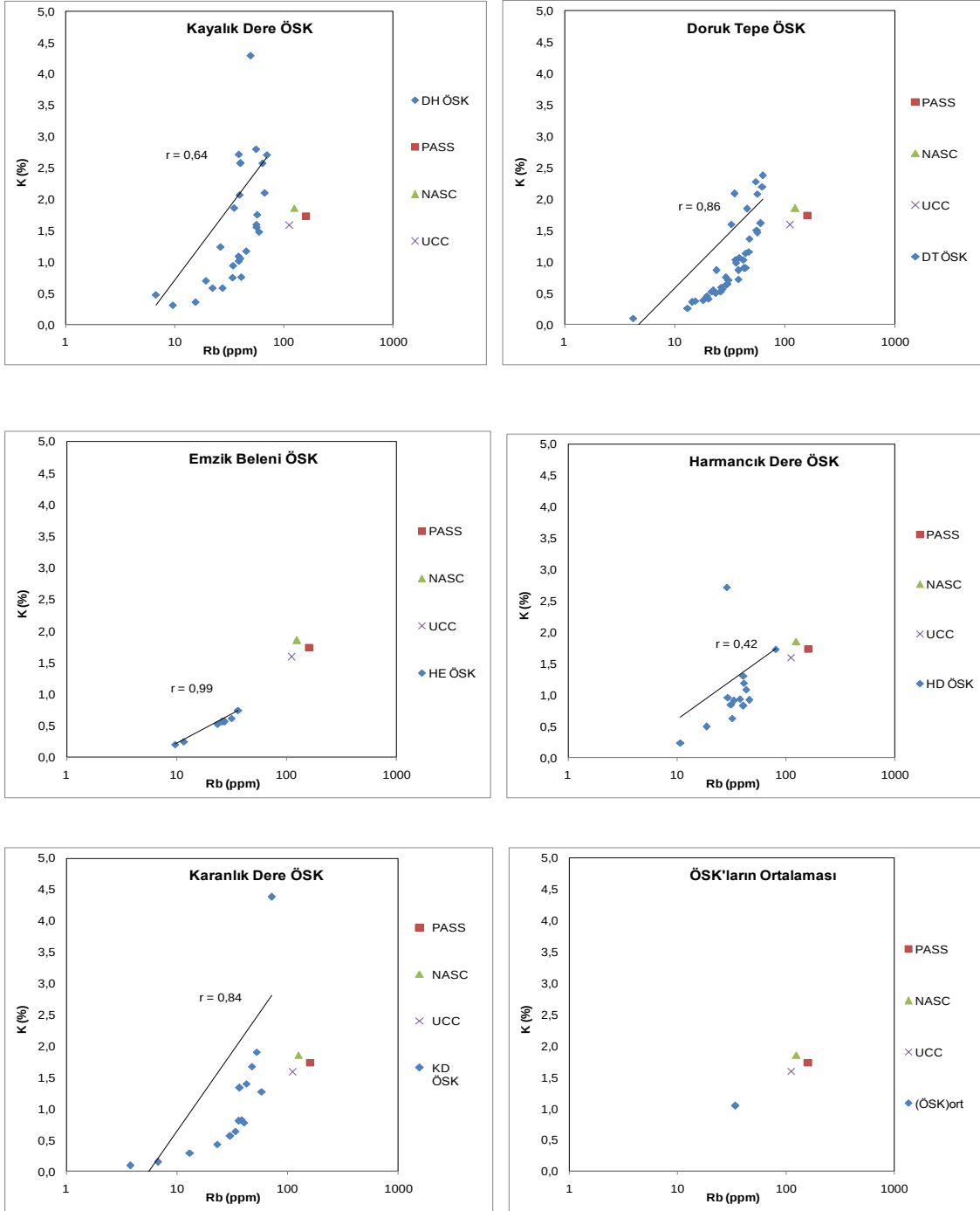
Şekil 4.27 Bitümlü şeyl örnekleri için Rb/Al- K/Al ve Cs/Al-K/Al diyagramları



Şekil 4.27 Bitümlü şeyl örnekleri için Rb/Al- K/Al ve Cs/Al-K/Al diyagramları (devam)

4.2.9 K (%) - Rb (ppm) diyagramı

İncelenen bitümlü şeyl örnekleri için K ve Rb değerleri grafikler üzerinde karşılaştırılmıştır (Şekil 4.28). Tüm ÖSK'larda K ve Rb birbirleri ile pozitif korelasyon göstermektedir. Bu durum her iki elementin de aynı kaynaktan geldiğine işaret etmektedir. Ancak tüm ÖSK'larda K ve Rb değerlerin gösterdiği bölge, diğer indirgen ortamlardan PAAS, NASC, UCC ve şeyl ortalamalarına oranla daha alt seviyelerde kalmaktadır. Bu da incelenen örneklerin K-feldispat fakirliğini gösteren K ve Rb tüketilmesini ifade etmektedir. Rb'un aynı zamanda killer üzerine tercihli değişimi ve adsorbsiyonuna bağlı K biriktiren minerallerin de yer alması, K ile yüksek pozitif korelasyon göstermesi de bu durumu desteklemektedir (Şekil 4.28). Rb/Al – K/Al arasında iyi pozitif bir ilişkinin olması detritik kökeni işaret etmektedir (Bauluz vd. 2000).

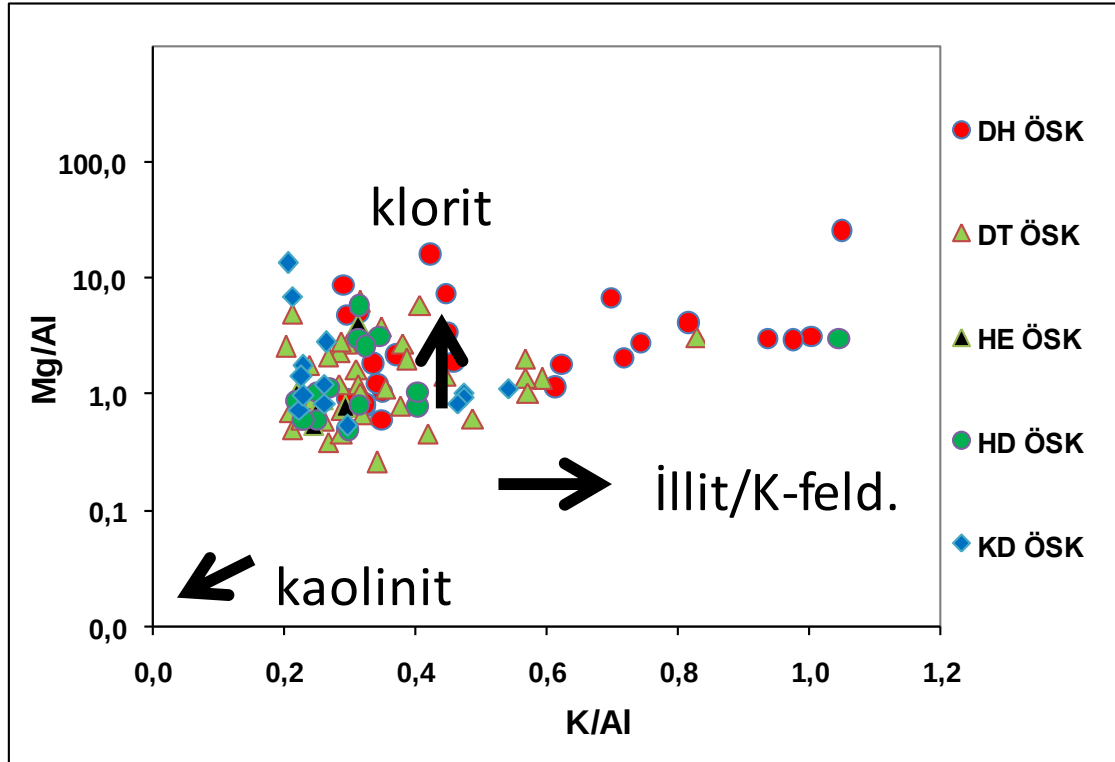


Şekil 4.28 Bitümlü şeyl örnekleri için K (%) ve Rb (ppm) karşılaştırılması

4.2.10 Bitümlü şeyl örneklerinin mineral yapısı

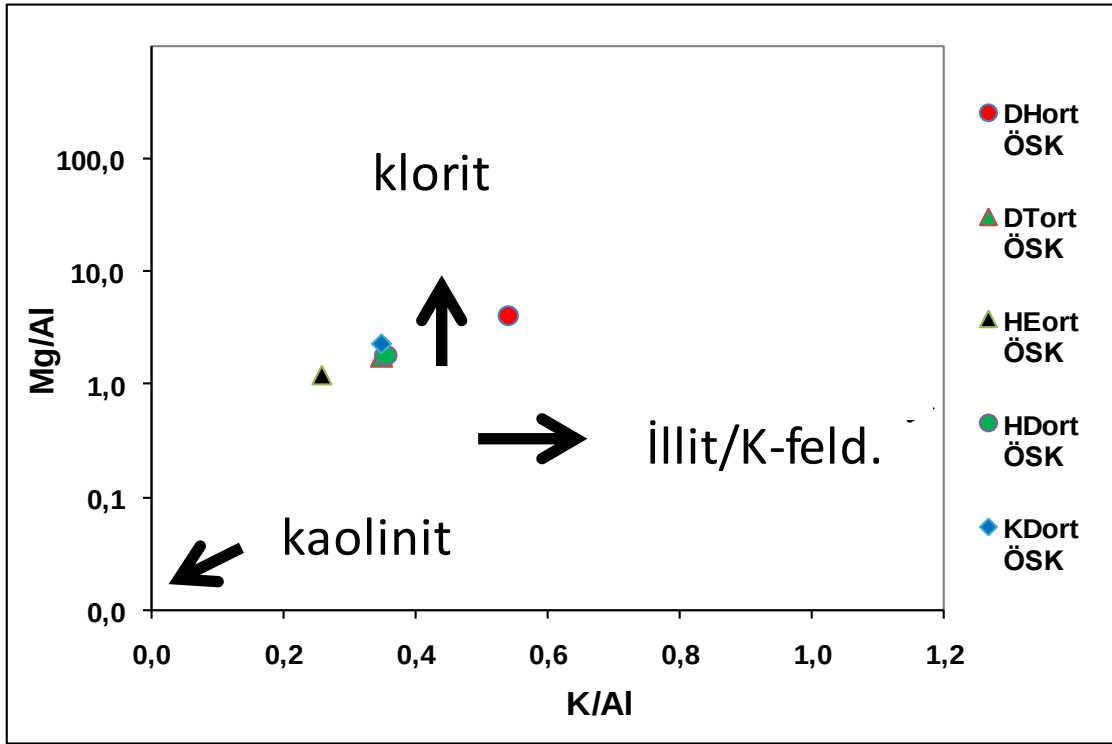
Mg/Al'e karşılık K/Al grafiği üzerinde, çalışma alanından derlenen bitümlü kayaç örnekleri için tüm ÖSK örneklerindeki kaolinit, klorit ve illit/K-Feldispat dağılımı Şekil 4.29'da gösterilmiştir. Grafik incelendiğinde ÖSK'lara ait örnek dağılımlarının bir

kısmı klorit alanına doğru hareket ederken diğer örneklerin ise illit/K-feldspat çizgisine doğru bir eğilim içerisinde olduğu görülmektedir. Buradaki farklılığın kil fraksiyonlarının doğal yapılarındaki değişimlerinden kaynaklandığı düşünülmektedir (Turgeon ve Brumsack 2006). Örneğin illit, K'un birincil kaynağı olarak düşünülür ve örneklerin dağılımının K/Al yatay çizgisi boyunca olması K-feldpatı işaret eder (Yarincik vd. 2000). Klorit çizgisine yaklaşan örneklerin depolanma ortamındaki dolomitleşmenin etkisi ile gerçekleştiği düşünülmektedir. Zaten tüm ÖSK'lardaki örneklerle ait $MgO-Al_2O_3$ arasındaki negatif ilişki bize Mg'lu bir silikat olan klorit yerine karbonatlı faz ile olan ilişkisini göstermektedir.



Şekil 4.29 Mg/Al'e karşılık K/Al grafiği

Her bir ÖSK'da yer alan Mg/Al ve K/Al değerlerinin ortalamaları Şekil 4.30'da gösterilmiştir.



Şekil 4.30 Mg/Al'e karşılık K/Al grafiği (ÖSK ortalamaları)

4.3 Element Zenginleşmeleri

4.3.1 Ana element zenginleşmeleri

Kıyıya yakın ortamlarda biyolojik ve diyajenetik süreçler tarafından etkilenmemiş en önemli element, akarsular ve rüzgar kaynakları yoluyla ortaya çıkan çoğu minerallerin yapısal bileşenini oluşturan Al'dur. Al'un diğer avantajı alüminosilikatlardaki yüksek konsantrasyonları ile deniz suyundaki oldukça düşük konsantrasyonudur (Oran ve Bruland 1986).

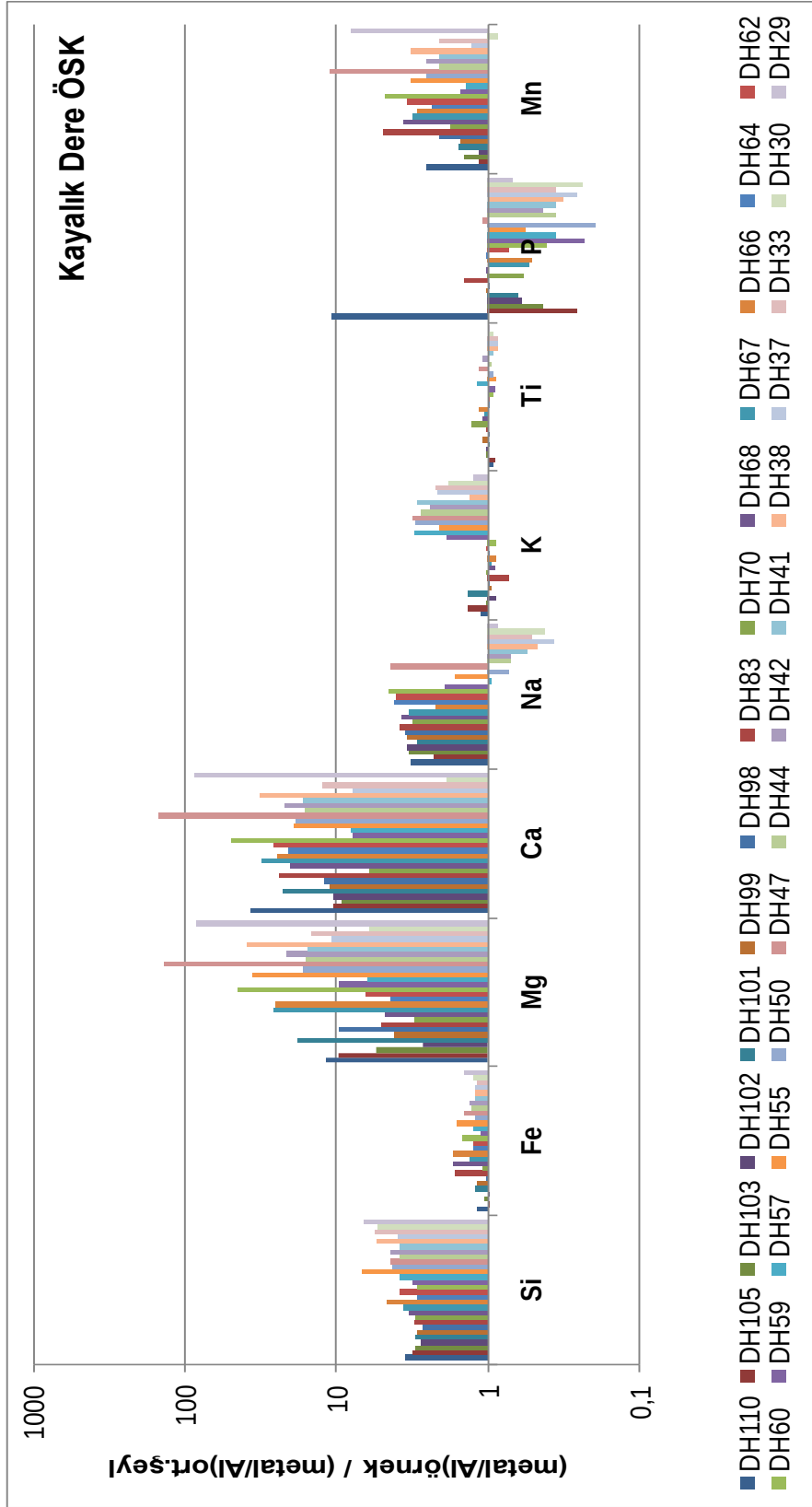
Tüm bu sınırlamalar göz önünde tutulursa Al yakın kıyı ortamlarında karasal detritik fraksiyonu ölçmek için seçilen element olarak görülür. Tüm diğer elementler yukarıda bahsedildiği gibi kesin dezavantajlara yöneltir. Ortalama şeyl kompozisyonunun herhangi bir sapması ve bundan dolayı ya artış ya da azalması element/Al oranlarında kolayca görülür. Bundan başka aşağıda gösterildiği üzere her bir element için zenginleşme faktörünü (EF) belirleyebiliriz;

$$EF = (\text{element/Al})_{\text{örnek}} / (\text{element/Al})_{\text{şeyl}}$$

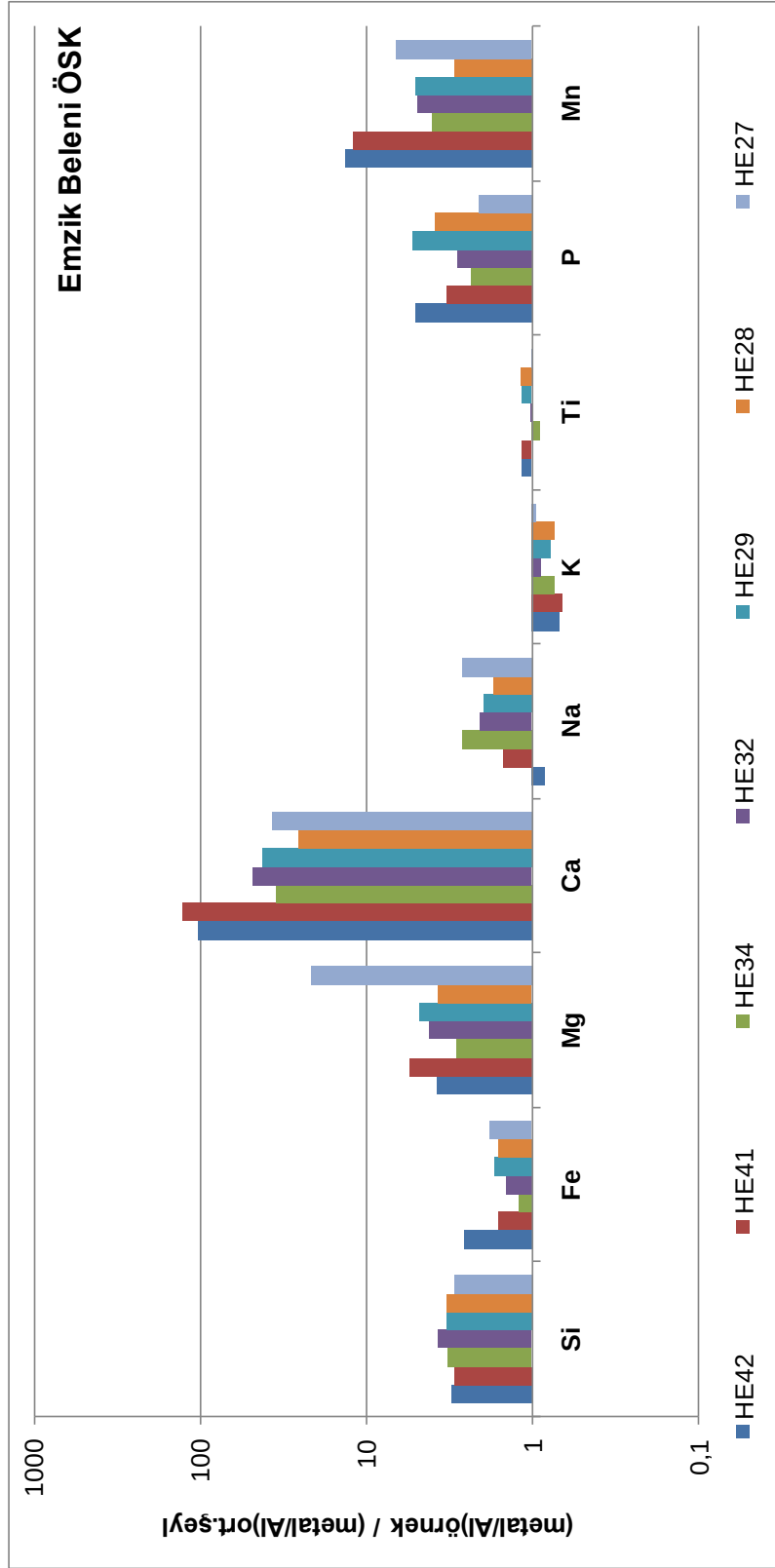
Buna göre zenginleşmedeki artış $EF > 1$ ile, element tükenişi ise $EF < 1$ belirtilir.

İncelenen örneklerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmeleri belirlenmiş olup, buna göre Ca ve Mg elementlerinin genelde 10 kattan fazla zenginleşmiş olması depolanma ortamının genelde karbonatlı (kireçtaşı ve dolomit çökelimi) olduğuna işaret etmektedir (Şekil 4.31-4.35). Aynı şekilde P ve Mn’da gözlenen yüksek zenginleşme de karbonat minerallerine dayandırılabilir. Si/Al oranındaki artışlar killere bağlı kuvars miktarındaki artışı ifade edebilir (Rimmer vd. 2004). Diğer bir oran olan K/Al artışı ise daha mikalı kil girdisini veya muhtemelen de ince taneli K-feldispat artışını sunabilir. Fakat ÖSK’lara ait örneklerin K zenginleşmesinde kayda değer bir zenginleşme bulunmamaktadır, hatta bazı örneklerde tüketilmeler gözlenmektedir. Bu durum çalışma alanındaki örneklerde illit türü kilin çok fazla bulunmadığına ve depolanma ortamımızda derin deniz olmadığına işaret eder.

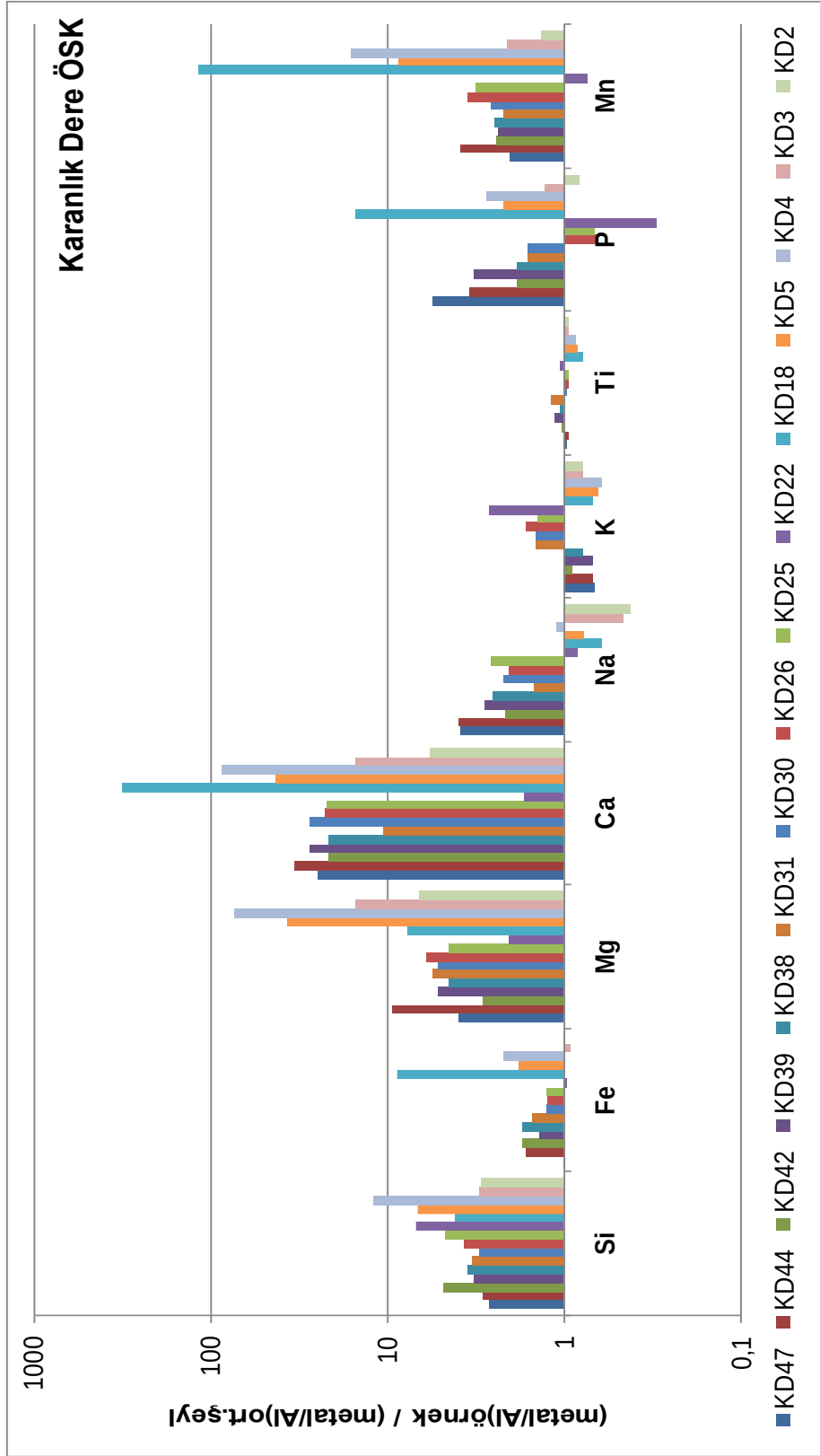
Çalışma alanına ait ÖSK örneklerine ait element zenginleşmeleri topluca incelendiğinde ise Si, Fe, Na, K (Emzik Beleni ÖSK hariç), P ve Mn’da 1-10 kat arasında zenginleşmeler mevcut iken Ti’deki zenginleşme miktarları ise 1-3 kat arasında olmuştur (Kayalık Dere, Doruk Tepe ve Karanlık Dere ÖSK’ları hariç) (Şekil 4.36).



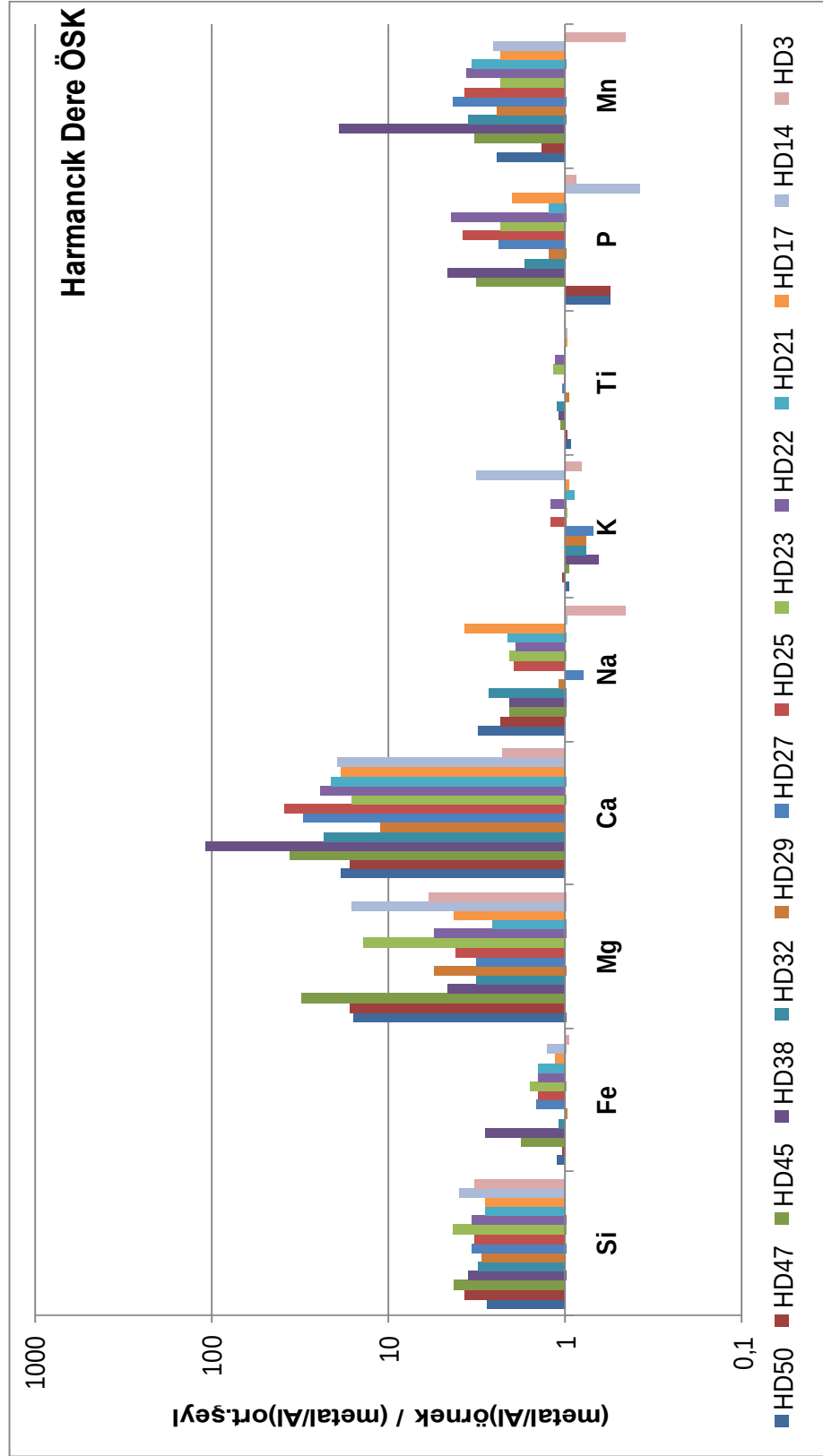
Şekil 4.31 Kayalıkdere ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmeleri



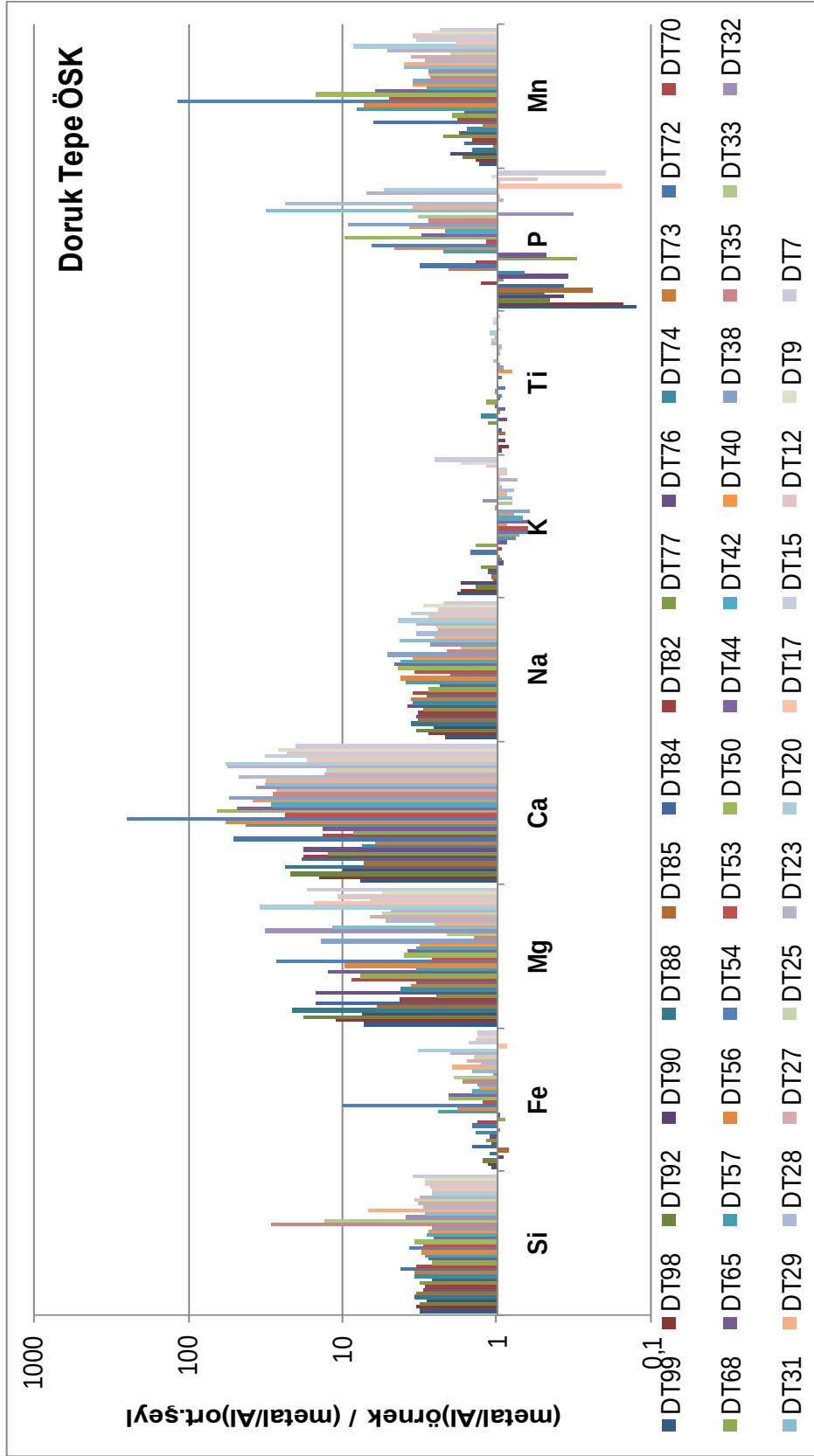
Şekil 4.32 Emzikbeleni ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmeleri



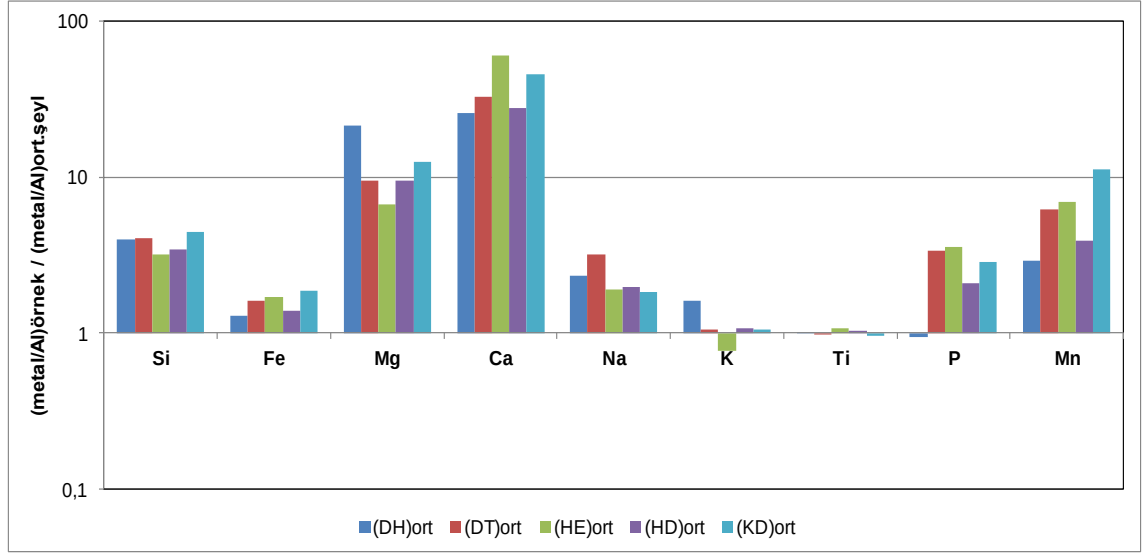
Şekil 4.33 Karanlıkdere ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmeleri



Şekil 4.34 Harmancık dere ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmeleri

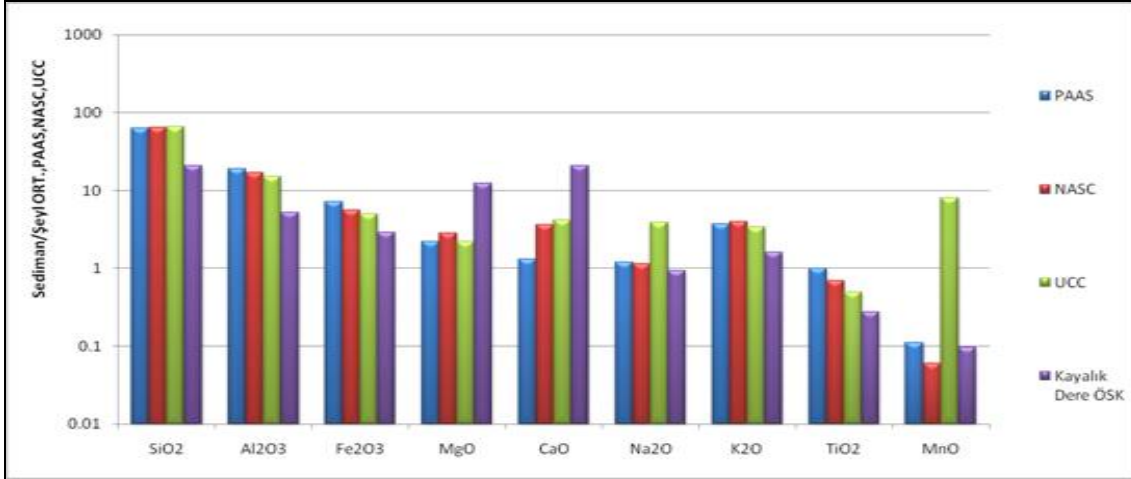
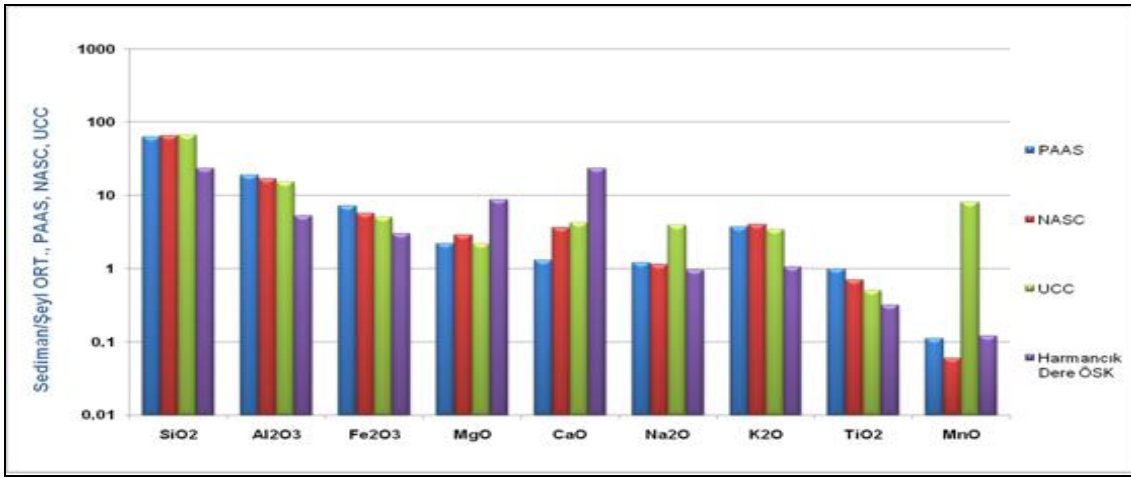
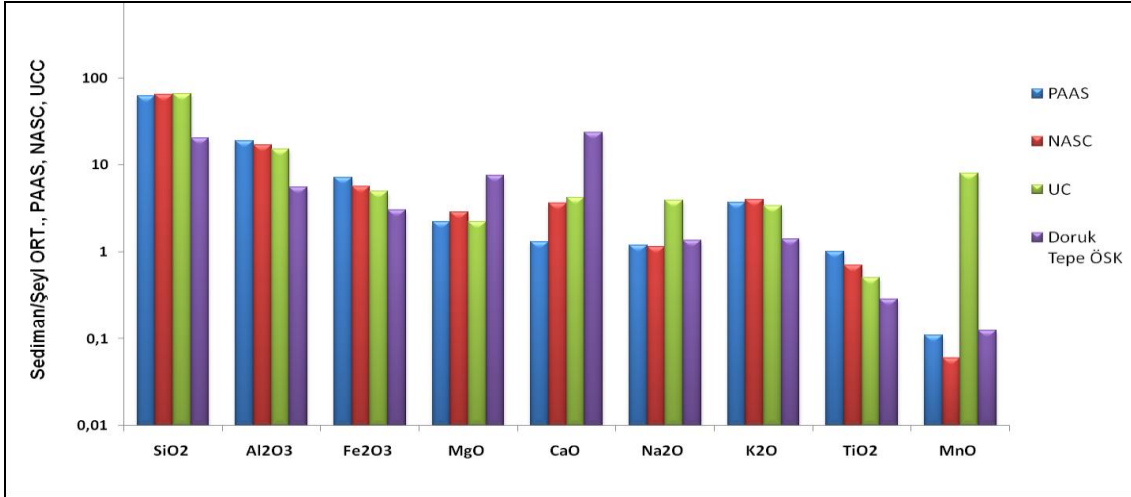


Şekil 4.35 Doruktepe ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmeleri

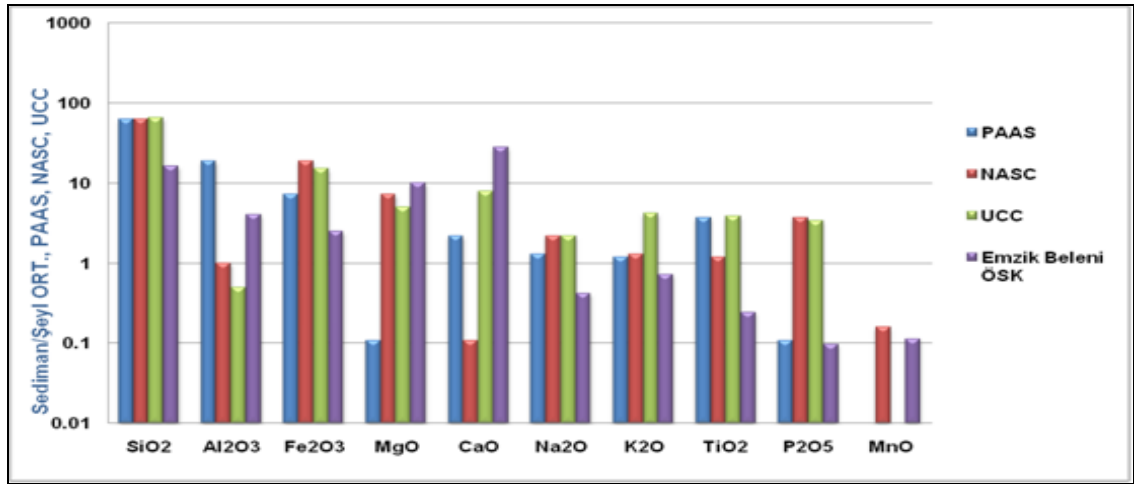
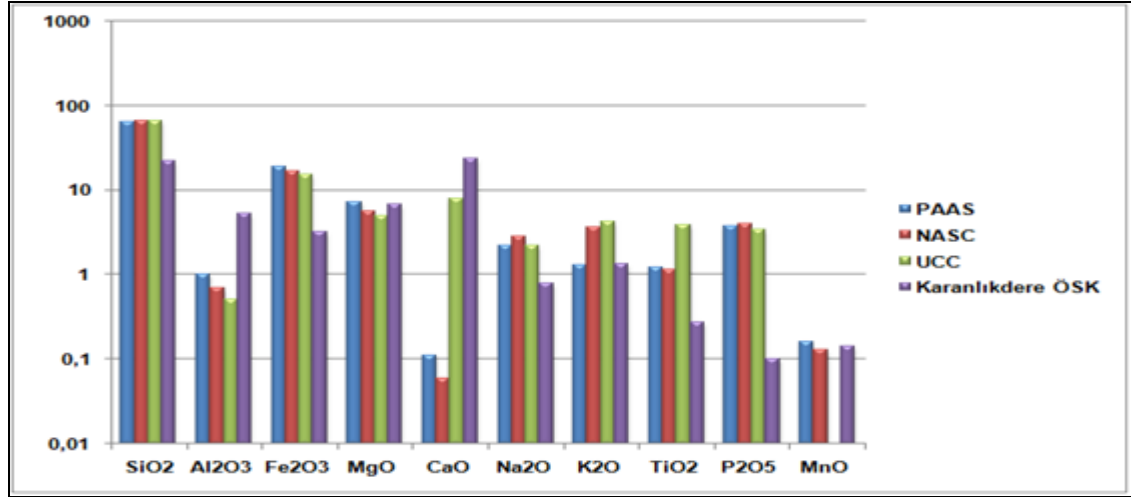


Şekil 4.36 Majör oksitlerin ortalama şeyle göre zenginleşmeleri

İnceleme alanına ait ÖSK örneklerinin, Al ile normalize edilmiş şeyle, ortalama şeyle, PAAS, NASC ve UCC'e nazaran zenginleşmeleri karşılaştırıldığında, grafiklerden görüleceği gibi tüm ÖSK'lerde MgO ve CaO oksitlerinde zenginleşmeler görülmektedir (Şekil 4.37-4.38). Bu durum depolanma ortamının genellikle oksik koşullar altında kaldığını işaret eder. İncelenen örneklerin de genelde karbonat ve dolomitik içeriğinin yüksek olması da bunu karşılıklı olarak doğrulamaktadır.



Şekil 4.37 Doruk Tepe, Harmancık Dere ve Kayalık Dere ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmelerinin PASS, NASC ve UCC ortamlarına göre zenginleşmeleri



Şekil 4.38 Karanlık Dere ve Emzik Beleni ÖSK örneklerinde elementlerin şeyller ve Al ile normalize edilmiş şeyllere göre zenginleşmelerinin PASS, NASC ve UCC ortamlarına göre zenginleşmeleri

4.3.2 İz element zenginleşmeleri

Genellikle iz elementler özellikle öksinik şartlar altında depolanmış laminalı, organik maddece zengin fasiyesler içerisinde dikkate değer bir zenginleşme sunarken bunun tersine biyotürbasyonlu, organik maddece fakir oksijenli ortamlarda ise düşük seviyede zenginleşmeler sergiler (Çizelge 4.6).

Birçok iz element çoklu değerliğe sahiptir ve düşük oksijen şartlarında var olan indirgen formlar organik asitler ile çok daha kolay kompleksler oluşturabilir. Otiyenik sülfidler tarafından ise katı formda veya çözülemez oksihidroksitler şeklinde çökelir. Bunun

yanında iz elementlerin çoğu, organik karbonun varlığında, sediman-su ara yüzeyinde veya öksinik şartlar altında su kolonu içerisindeki H_2S 'in varlığında, Mn-Fe redoks döngüsündeki gibi, düşük oksijen şartları altında daha güçlü süreçler tarafından etkilenir (Pratt ve Davis 1992, Calvert ve Pedersen 1993, Morse ve Luther 1999).

Bu şekildeki ortamlarda O_2 seviyelerindeki küçük değişiklikler bile element zenginleşmesini etkiliyebilmektedir. Çünkü sediman-su arayüzeyinin altında yer alan boşluk suyundaki çok küçük miktardaki oksijen bile korunmuş sedimanter organik maddenin miktarı ve kalitesini etkileyebilmektedir (Canfield 1994, Van Cappellen ve Ingall 1994, Tyson 1995).

Çizelge 4.6 İz element zenginleşme faktörleri

Element/ Ortam	İz Element Zenginleşme Faktörleri (a)							
	Modern öksinik ortamlar				Pensilvanya şeylleri (güncel çalışmalar)			
	Kara Deniz (b)	Cariaco (b)	Saanich Körfezi (b)	Framvaren Körfezi (b)	Siyah Şeyl (b)	Öksinik (c)	Öksinik (c)	Anoksik (c)
Mo	14,3	37	60	33,3	64,3	18,2	8,4	2,2
U	8,2	5,5	3,5	20,2	25,1	221,5	8,1	27,4
V	1,9	2,4	1,9	1,8	8,3	36,1	5,9	6,1
Zn	1,1	1,5	3,3	100	26,7	63,2	10	6,3
Pb	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	16,1	1,8	8,8
Cu	1,4	1	2,4	7,3	2,8	2,9	1,9	1,5
Ni	2,6	0,8	1	11,8	4,4	6,7	2	3,4
Cr	2,8	1,3	1,5	0,8	6,6	9,9	1,6	6
Co	n/a		n/a	n/a	1,5	2	1,4	1,4
Mn	1,4	0,3	1,1	1,7	0,22	0,9	1,08	0,84

(a) Al ile normalize edilmiş zenginleşme faktörü

(b) Taylor (1964) ve Wedepohl (1971) tarafından hesaplanmış ortalama şeyl değerleri; Calvert ve Pederson (1993) tarafından hesaplanmış güncel ortam verileri

(c) Güncel çalışmalara ait redoks koşulları ile karşılaştırılmıştır: disoksik koşul (n:48), sülfidik olmayan anoksik koşul (n:89) ve öksinik koşul (n:96)

Kambriyen-Geç Devoniyen-Karbonifer-Orta Geç Permiyen ve Kretese zamanlarına denk gelen dünya tarihinin ılıman dönemlerinde organik maddece zengin şeylerde (siyah şeyl) metal zenginleşmesi karakteristik bir yapı sergilemektedir. Metal zenginleşmesinde en önemli rolü oynayan organik üretkenlik ve bu organik maddelerin çürümesi neticesinde oluşan anoksik ortamdır. Bu ortamda siyah şeyller ile metal zenginleşmesinin sistematik olarak bir ilişkisi olduğu söylenebilir. Fakat siyah şeyler içerisindeki metallerin kaynağının anoksik deniz suyundan ve boşluk suyundan mı yoksa hidrotermal akıntılardan mı olduğu konusunda tartışmalar devam etmektedir (Mao vd. 2002, Cruse ve Lyons 2004).

Sedimana yüksek miktarda organik madde girişi neticesinde taban suyunun anoksik/öksinik olduğu dönemlerde metal sülfidler şeklinde metal zenginleşmeleri gerçekleşmektedir (Mao vd. 2002).

Karakteristik İE (İz Element) örnekleri ile her bir redoks ortamını tanımlamak amacıyla elde edilen veriler şu şekildedir: a) Her bir ortamda görölen İE zenginleşme değerleri oldukça benzerdir. b) Upwelling (deniz yükselmesi) sedimanlar çoğu kez Cd ve P’ca zenginleşirken, Co ve Mn’ca tüketilmiştir. c) Sapropeller, anoksik su kolonunda güçlü sülfidizasyona sahip olup Ba, Mo, S, Re, As, Cu, Ni, Sb ve Fe bakımından yüksek zenginleşme eğilimine sahiptir. d) Gelişmiş biyo-üretim, oksijenli ortamı anoksik bir ortama dönuştüren esas anahtardır.

Okyanuslardaki İE davranışları ile ilgili son on yıl boyunca en önemli buluşlardan biri, en çok İE zenginleşmelerinin biyolojik-döngü süreçlerinde gerçekleşmesidir (Bruland 1983).

Güncel okyanuslarda, organik karbonca (OC) zengin sedimanların depolandığı ortamları iki kısımda inceleyebiliriz; kıtasal kıyı boyunca kıyısız upwelling bölgeleri (Suess ve Thiede 1983) ve su kolonundaki durgun anoksik (öksinik) koşulların durumuna izin veren eşik tarafından karakterize edilen “Karadeniz tip” (Demaison and Moore, 1980) basenleridir. Bu iki mukayeseli ortamsal modeller yaşlı bitümlü şeyllerin OC içeriğini açıklamak için kullanılmıştır. Burada cevaplanacak kilit soru, organik maddenin (OM) üretimi ve korunmasının OC birikiminde esas faktör olup olmadığıdır (Pedersen ve Calvert 1990). Bir depolanma ortamında yüksek biyolojik üretkenlik ve hızlı sedimantasyonun bulunması OC’ca zenginleşen sedimanları meydana getirecektir. Bunun yanısıra OM’ce fakir ortam ile düşük sedimantasyon hızı durumlarında sadece öksinik ortamlar meydana gelecektir (Canfield 1994).

Upwellinglerin diğer önemli özelliği indirgenme seviyesinde değişken olan Mn’in tüketilmesidir. Bu durumda oksijen minumum zon (OMZ), Mn’i (ve muhtemelen Co) açık okyanusa doğru taşıyarak taşıyıcı bant olarak işe yaramaktadır (Klinkhammer and Bender 1980). Martin ve Knauer (1984) Meksika merkezinden uzak OMZ’de yaklaşık %30 özünmüş Mn’in sediman içerisinden sediman-su arayüzeyine tekrar katılımını

savunmuşlardır. Halbuki geriye kalan %70'lik kısmı kıtasal eğim üzerinde, mobilizasyon süreçlerinden kaynaklanmaktadır.

20 yılı aşkın süredir Namibya ve Kaliforniya Körfezi upwelling sedimanlarının İE jeokimyası Brongersma-Sanders vd. (1980), Calvert ve Price (1970, 1983) ve Calvert ve Moris (1977) tarafından araştırılmıştır. Bu yazarlar; As, Ba, Cd, Cr, Cu, Mo, Ni, V, Zn gibi belirli İE'in önemli derecede zenginleştiği göstermişlerdir (Çizelge 4.6).

Güncel deniz suyu verilerine dayanarak, su kolonunda deniz planktonları ve devam eden rejenerasyon süreçleri ile İE'in biyo-birikiminin sediman kompozisyonundaki mevcudiyetleri Kaliforniya Körfezinin upwelling sedimanları içinde tespit edilirken V, U ve Mo gibi diğer elementler diyajenezin erken evresinde türemiş ve su kolonundan difüzyon yolu ile sedimana girmiştir.

Modern upwelling sedimanlar için güncel İE derlemesi Çizelge 4.7-4.8'de gösterilmiştir.

Çizelge 4.7 Ortalama şöyle göre güncel ve yaşlı upwelling, sapropel ve C/T siyah şeyllerdeki major ve iz element zenginleşmeleri

Element	Şeyl ortalaması	Peru kıyısı	Namibya çamurları	Kaliforniya körfezi	Akdeniz sapropelleri >%2 TOC	Karadeniz-1	Karadeniz-2	C/T Demerara yükseltisi	C/T ortalama	C/T Gabbiyo
SiO ₂	58,9	42,7	68,8	62,6	22,9	22,5	29,4	29,4	44,6	69,5
TiO ₂	0,78	0,41	0,016	0,39	0,42	0,28	0,35	0,24	0,45	0,2
Al ₂ O ₃	16,7	8,9	2,38	8,91	7,69	6,66	8,86	4,87	10,2	4,97
Fe ₂ O ₃	6,9	3,1	1,43	3,07	6,8	3,18	3,8	2,47	5,48	4,25
MgO	2,6	1,97	0,76	1,58	2,52	1,7	2,16	0,94	1,81	1
CaO	2,2	6,65	3,09	2,07	19,8	23,1	4,97	22,3	6,04	0,75
Na ₂ O	1,6	5,04	1,32	1,43	2,23	4,21	4,6	1,31	1,38	0,15
K ₂ O	3,6	1,53	0,58	1,66	1,18	1,26	1,67	0,76	1,84	1,19
P ₂ O ₃	0,16	0,82	0,49	0,24	0,14	0,14	0,2	0,39	0,35	0,25
TOC	0,2	8,33	5,37	4,35	6,91	5,18	16,6	10,4	8,07	8092
TOTS	0,2	1,43	1,2	0,56	3,26	1,42	2,22	3,04	3,09	2
Ag	0,07	0,57	0,18	0,2	0,46	0,27	0,38	1,63	2,88	1,64
As	10	19	13	6	58	14	13	23	37	39
Ba	580	314	324	566	228	604	1171	379	895	7713
Bi	0,1	0,23	0,1	0,16	0,17	0,22	0,28	0,1	0,3	0,39
Cd	0,13	35,4	29	2,56	9,81	0,88	1,17	12,7	20,8	4,82
Co	19	6,1	3,5	6,6	68	21	17	7,9	94	16
Cr	90	98	83	44	110	43	60	137	179	90
Cu	45	49	37	27	127	59	106	85	194	157
Mn	850	260	45	193	686	430	270	119	557	60
Mo	1	42	40	12	105	51	117	80	316	27
Ni	68	74	46	38	208	57	110	142	267	123
Pb	22	18	4,5	17	11,3	18	17	6,85	26	9,2
Rb	140	59	28	71	48	55	73	26	97	44
Re	0,01	0,049	0,027	n.d.	0,295	0,034	0,054	0,075	0,21	0,073
Sb	1,5	2,3	n.d.	4	10,3	1,98	1,51	11,1	13,9	3,44
Sr	300	311	198	167	693	870	269	681	272	258
Tl	0,68	1,51	2,62	0,37	2,23	0,41	0,8	2,84	4,73	3,41
U	3,7	10,5	30	5,7	15,5	10,9	14,8	10,7	28	6,4
V	130	152	138	101	518	100	196	1066	1016	613
Zn	95	106	35	88	96	65	83	545	2056	573
Zr	160	100	31	n.d.	97	62	72	36	88	46

Ana oksitler (%), iz elementler µm/g; ortalama şeyl verileri Wedepohl (1971, 1991); Peru kıyısı verileri Böning vd. (2004); Namibya çamurları verileri Borchers vd. (2005); Akdeniz sapropelleri verileri Warning ve Brumsack (2000); Karadeniz verileri Lüschen (2004); C/T Demerara yükseltisi verileri A.Hetzel vd.(2009); C/T Gabbiyo verileri S.Turgoon (kişisel); n.d.:belirlenemedi.

Çizelge 4.8 Ortalama şöyle göre güncel ve yaşlı upwelling, sapropel ve C/T siyah şeyllerdeki major ve iz element zenginleşmeleri

Element	Şeyl ortalaması	Peru kıyısı	Nabibyan çamurları	Kaliforniya körfezi	Akdeniz sapropelleri >%2 TOC	Karadeniz-1	Karadeniz-2	C/T Demerara yükseltisi	C/T ortalama	C/T Gabbiyo
Si/Al	3,11	4,3	30,2	6,29	2,65	3,08	2,98	6,13	7,36	16,4
Ti/Al	0,053	0,052	0,08	0,049	0,061	0,048	0,044	0,053	0,05	0,044
Fe/Al	0,55	0,45	0,8	0,46	1,22	0,65	0,57	0,62	0,77	1,33
Mg/Al	0,18	0,28	0,38	0,2	0,39	0,3	0,28	0,024	0,22	0,23
Ca/Al	0,18	1,5	2	0,31	4,07	5,15	0,77	8,57	2,15	0,22
Na/Al	0,13	0,98	0,91	0,23	0,45	0,98	0,78	0,41	0,26	0,05
K/Al	0,34	0,28	0,39	0,29	0,25	0,3	0,3	0,26	0,28	0,37
P/Al	0,008	0,096	0,17	0,022	0,016	0,018	0,019	0,07	0,047	0,046
Ag/Al	0,008	0,12	0,148	0,042	0,12	0,079	0,076	0,73	0,73	0,78
As/Al	1,1	4,3	11	1,35	15,4	4,15	2,87	8,6	7,9	18
Ba/Al	66	69	298	121	341	174	260	155	204	3638
Bi/Al	0,015	0,045	0,08	0,03	0,044	0,07	0,06	0,042	0,065	0,39
Cd/Al	0,015	8,5	26	0,55	2,7	0,26	0,27	5,81	6,27	2,14

Çizelge 4.8 Ortalama şeyle göre güncel ve yaşlı upwelling, sapropel ve C/T siyah şeyllerdeki major ve iz element zenginleşmeleri (devam)

Element	Şeyl ortalaması	Peru kıyısı	Nabibyan çamurları	Kaliforniya körfezi	Akdeniz sapropelleri >%2 TOC	Karadeniz-1	Karadeniz-2	C/T Demerara yükseltisi	C/T ortalama	C/T Gabbiyo
Co/Al	2,1	1,2	2,9	1,4	17,4	6,2	3,8	2,81	14,7	5,9
Cr/Al	10,2	24,4	72	9,4	28,3	12,2	12,8	57	41,4	33,9
Cu/Al	5,1	11,6	32	5,8	33,1	17,6	23,7	31,9	43,8	63
Mn/Al	96	52	28	41	202	129	56	42	125	23
Mo/Al	0,15	10,6	37	2,6	27,9	14,7	26,2	37,7	61,4	12,8
Ni/Al	7,7	20,2	41	8,1	54,6	16,7	24,5	60	65,2	52,4
Pb/Al	2,5	3,5	3,7	3,6	2,9	5,3	3,7	3	4,5	4
Rb/Al	16	12,3	22	15	12,1	15,6	15,7	11,2	18,1	16,7
Re/Al	0,11	1,12	2,25	n.d.	7,55	0,98	1,22	3,1	4,9	2,85
Sb/Al	0,17	0,5	n.d.	0,85	2,67	0,57	0,33	4,38	4	1,56
Sr/Al	34	86	181	35	200	271	59	318	106	122
Tl/Al	0,077	0,33	2,5	0,08	0,58	0,12	0,018	1,19	1,2	3,44
U/Al	0,42	2,3	28,6	1,21	4,1	3,2	3,3	4,87	6,4	2,9
V/Al	15	38	126	21,5	139	29	44	491	271	271
Zn/Al	11	24	29	18,7	25	19	18	246	459	249
Zr/Al	18	21	25,2	n.d.	24	18	15	15	18	19

Ortalama şeyl verileri Wedepohl (1971, 1991); Peru kıyısı verileri Böning vd. (2004); Namibya çamurları verileri Borchers vd. (basımda); Akdeniz sapropelleri verileri Warning ve Brumsack (2000); Karadeniz verileri Lüschen (2004); C/T Demerara yükseltisi verileri A.Hetzel vd.(2009); C/T Gabbiyo verileri S.Turgoon (kişisel); n.d.:belirlenemedi.

Organik madde veya otijenik mineraller tarafından değişken dilüsyonu düzeltmek için iz element konsantrasyonları genellikle Al ile normalize edilir (Calvert ve Pedersen 1993, Morford vd. 2001). Majör ve iz elementler, aşağıdaki formülde gösterildiği üzere, şeyl ortalamaları ile oranlanarak elementlerin zenginleşme faktörleri (ZF) hesaplanabilir (Brumsack 2006, Ross ve Bustin 2009).

$$ZF_{\text{element}} = (\text{Element/Al})_{\text{örnek}} / (\text{Element/Al})_{\text{şeyl}}$$

Bazı iz elementlerin redoks sınırını geçmesi için indirgen ortamlarda immobil olması gerekmektedir (Örneğin Cr, Mo, Re, Sb, U, V; Anderson vd. 1989, Cutter 1991, Emerson ve Husted 1991, Crusius vd. 1996, Rue vd. 1997). Erken diyajenez esnasında bazı metaller (Mo, U, V) sedimana difüzyon yoluyla veya indirgenme işleminden sonra katılabilir (Brumsack ve Gieskes 1983, Shaw vd. 1990).

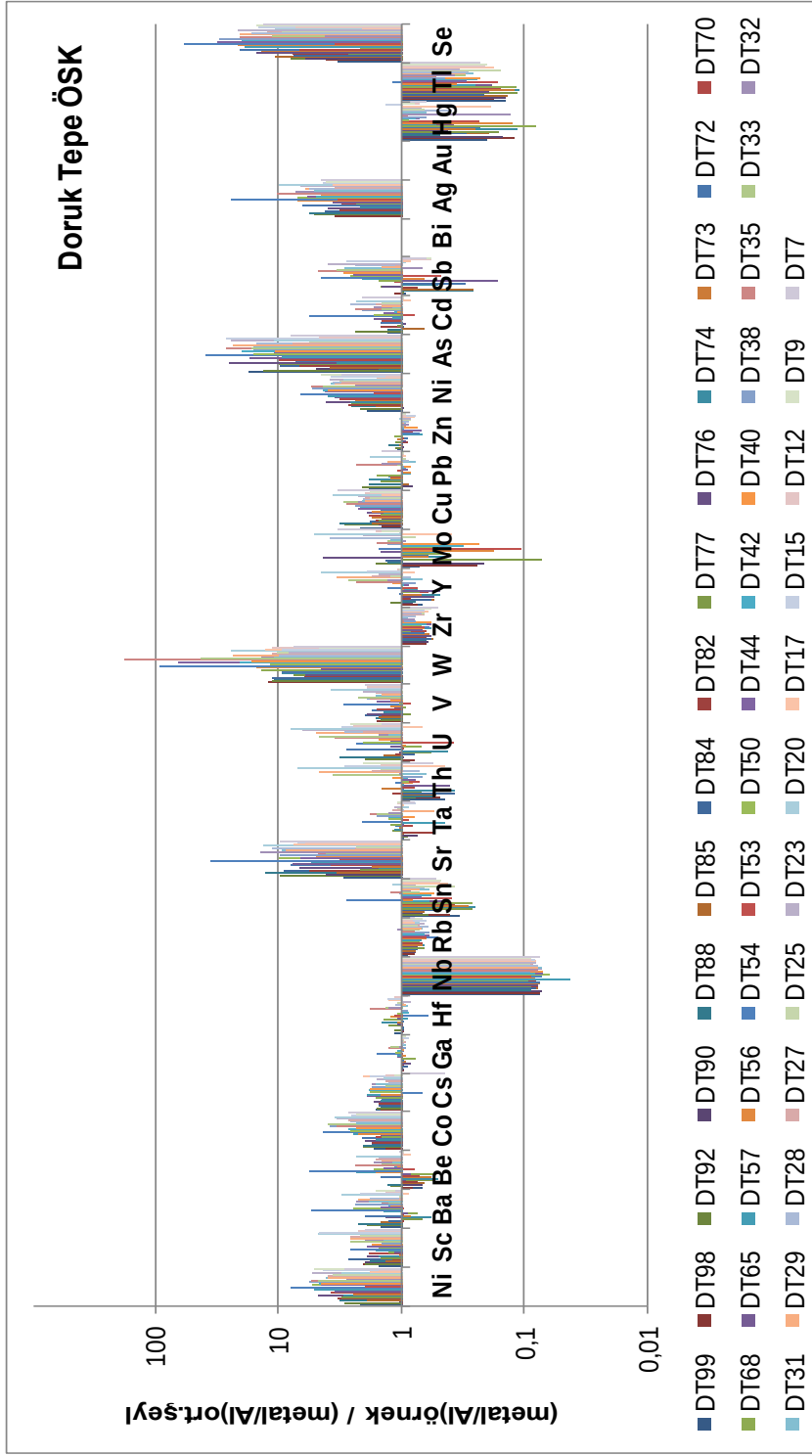
Tl, Bi ve Re metallerinin indirgen ortam ve sediman içindeki davranışları ile ilgili çok az yayın bulunmaktadır. Tl oksik deniz sularında daha çok bulunurken (Flegal ve Patterson 1985) piritlerde de zenginleşebilmekte (Heinrichs vd. 1980) ve sedimanlarda tüketilmektedir (Brumsack 1980, Thomson vd. 1995). Fakat anoksik ortamlardaki davranışları hakkında yeterli veri bulunmamaktadır. Doğu Akdeniz sapropellerinde

yüksek konsantrasyonlarda bulunması Tl'mun sülfütlü ortamlarda biriktiğini desteklemektedir.

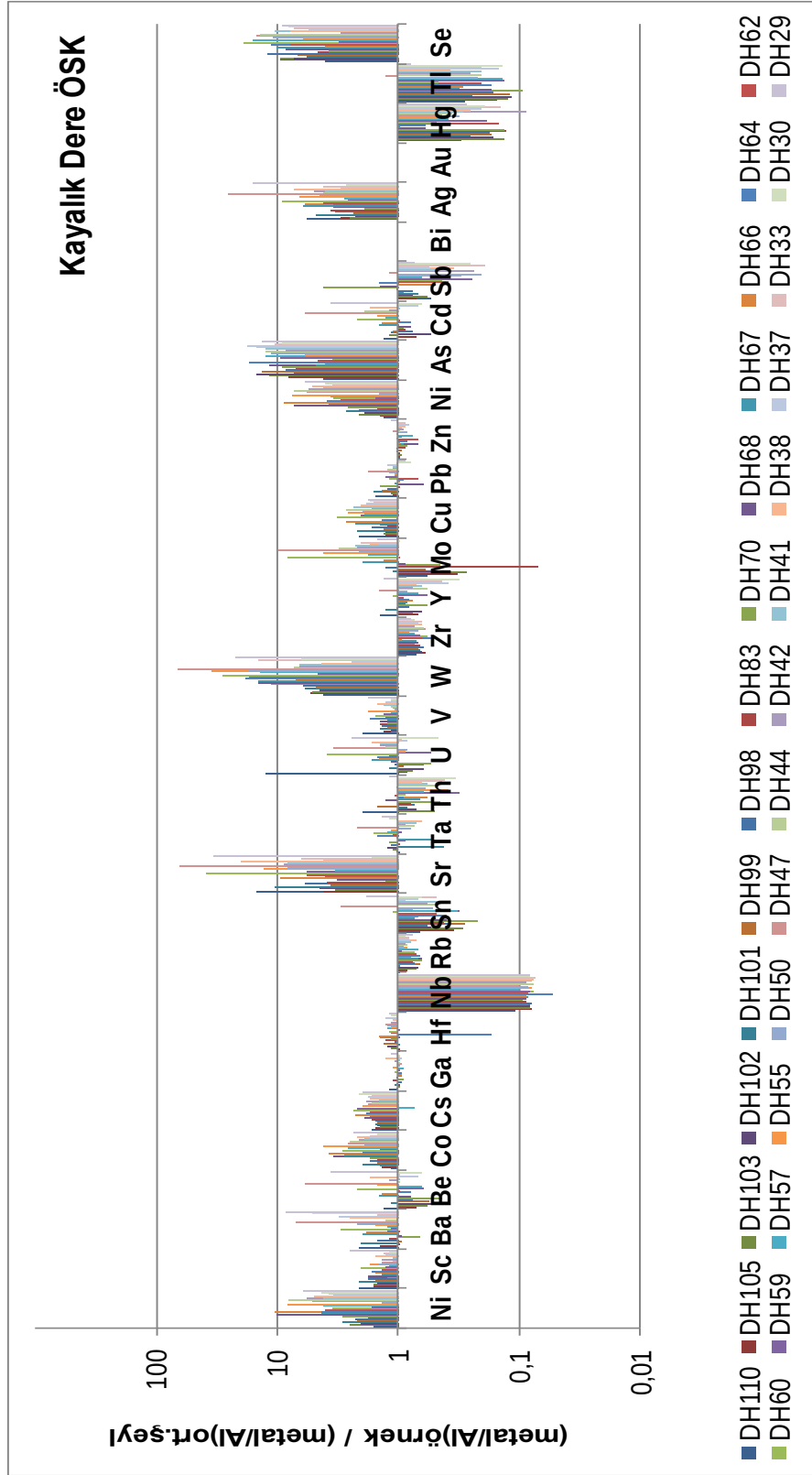
Bi, ortalama şeylerle karşılaştırıldığında sapropellerde kısmen zenginleşmektedir (Wedepohl 1971, 1991). Bu da sülfütlü formasyonlardaki anoksik sedimanlarda Bi birikimin gerçekleştiğini göstermesine rağmen bununla ilgili olarak zengin TOC'li sedimanlar ile karşılaştırılabilecek birkaç veri bulunmaktadır. Heinrichs vd. (1980), yüksek miktarda Cd ve Tl içeren siyah şeylerde sülfür ile ilişkili Bi zenginleşmelerini tespit etmiştir.

Oksijenin düşük olduğu seviyelerdeki H_2S varlığı İE zenginleşmeleri açısından önemlidir. OC parçalanarak daha küçük parçacıklara bölünme sürecinin devamında (Froelich vd. 1979), bakteriyel sülfat redüksiyonu ve sediman/denizsuyu arayüzeyine yakın yerlerinde veya su kolonunda H_2S 'ın mevcudiyeti, İE zenginleşmesi için önemli bir faktör oluşturur. Bir çok İE, sülfid bileşikleri formunda tespit edilmiştir (Rosenthal vd. 1995, Sundby vd. 2004, Zheng vd. 2000). Hidrojen sülfid, V gibi İE'lerin tespitinde indirgen bir indikatör olarak kullanılabilir (Wanty ve Goldhaber 1992). Sediman yüzeyine yakın H_2S 'ın varlığında OM'nin korunumu, sülfat redüksiyon oranı (Brüchert vd. 2003) ve Fe miktarına ve bu nedenle detritik materyale (Canfield vd. 1992, Hansen vd. 2003) bağlıdır.

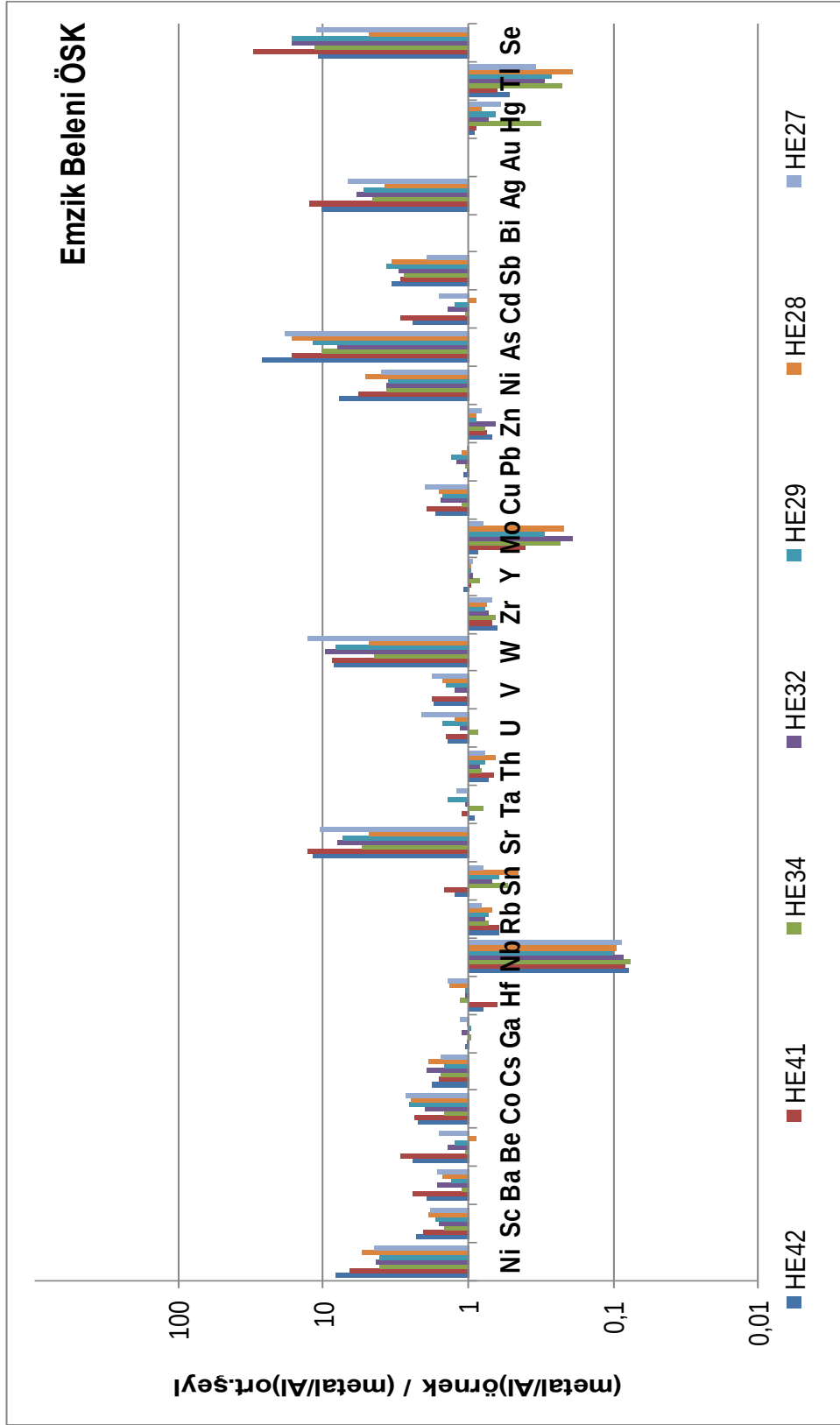
Çalışma alanına ait ÖSK örneklerine ait iz element zenginleşme ortalamaları incelendiğinde hemen hemen tüm ÖSK'larda Nb, Rb, Hg ve Tl iz elementlerinde bir tükenme söz konusu iken, Sr, W, As, Ag ve Se'de 10-100 kat, 1-10 kat aralığında bir zenginleşme olmuştur (Şekil 4.39-4.43). Sr ve As gibi iz elementler genellikle Ca ile bileşik oluşturan elementlerdir. Burada bu elementlerdeki yüksek zenginleşme depolanma ortamının karbonatlı bir yapıda olduğunu göstermektedir. Şekil 7.14'de tüm ÖSK'ların içerisindeki örneklerin ortalamalarına göre zenginleşmeler görülmektedir. Şekil 4.44'deki grafik incelendiğinde indirgen ortamları temsil eden V ve Mo zenginleşmelerinin çok az bir aralıkta kaldığı hatta Mo'nun HD, HE ve KD ÖSK'larında tüketildiğini görmekteyiz. Bu durum yine bize ortamımızın sülfid bakımından yeterince indirgen olmadığını göstermektedir.



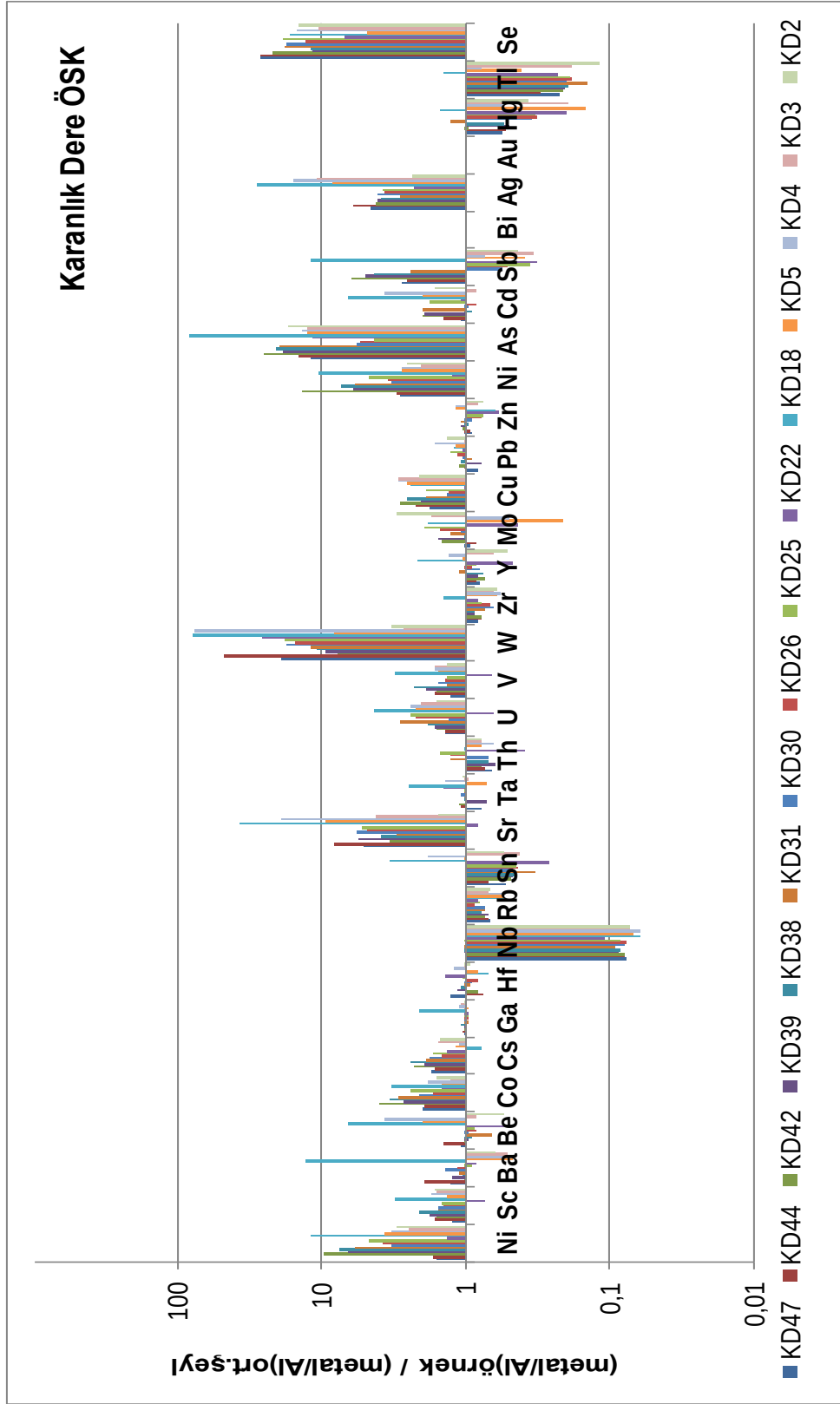
Şekil 4.39 Doruktepe ÖSK’ında iz elementlerinin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şeyl göre zenginleşmeleri



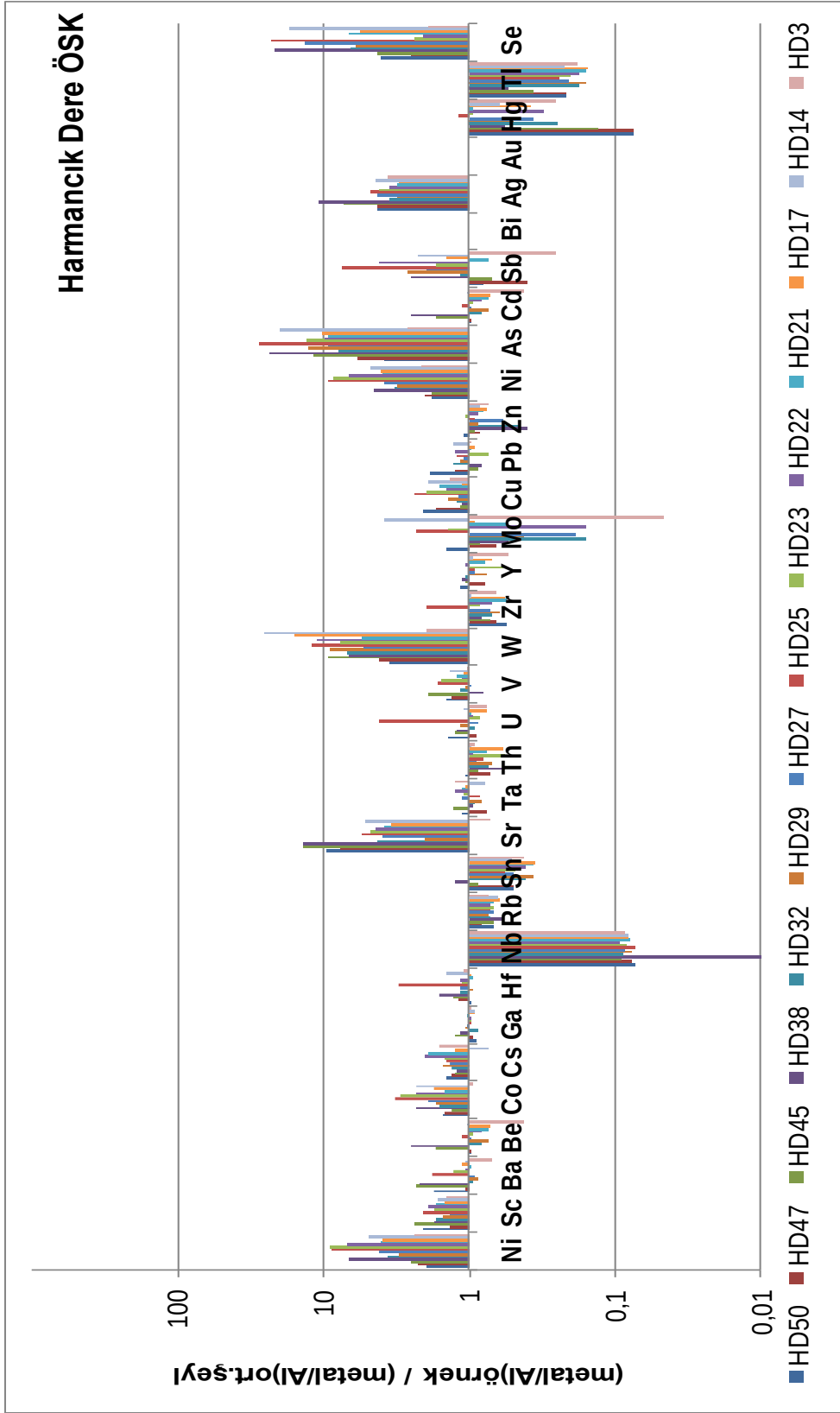
Şekil 4.40 Kayalıkdere ÖSK'sında iz elementlerinin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şekle göre zenginleşmeleri



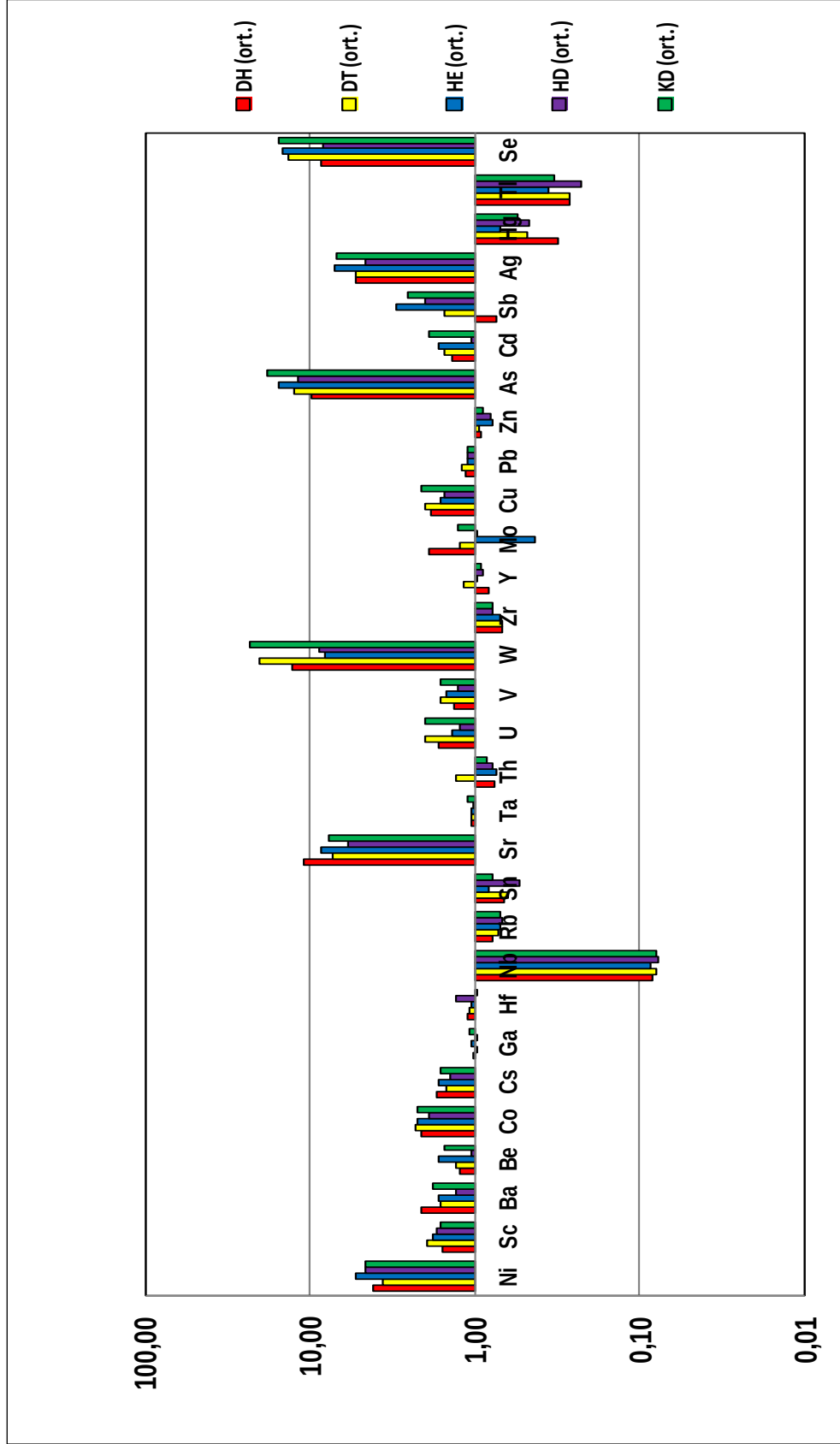
Şekil 4.41 Emzik Beleni ÖSK'sında iz elementlerinin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şeyle göre zenginleşmeleri



Şekil 4.42 Karanlıkdere ÖSK'sında iz elementlerinin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şeyle göre zenginleşmeleri



Şekil 4.43 Harmancık Dere ÖSK’ındaki iz elementlerin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şeyl göre zenginleşmeleri



Şekil 4.44 Çalışma sahası iz elementlerin şeyl ve Al ile normalize edilmiş şeyle göre zenginleşmeleri

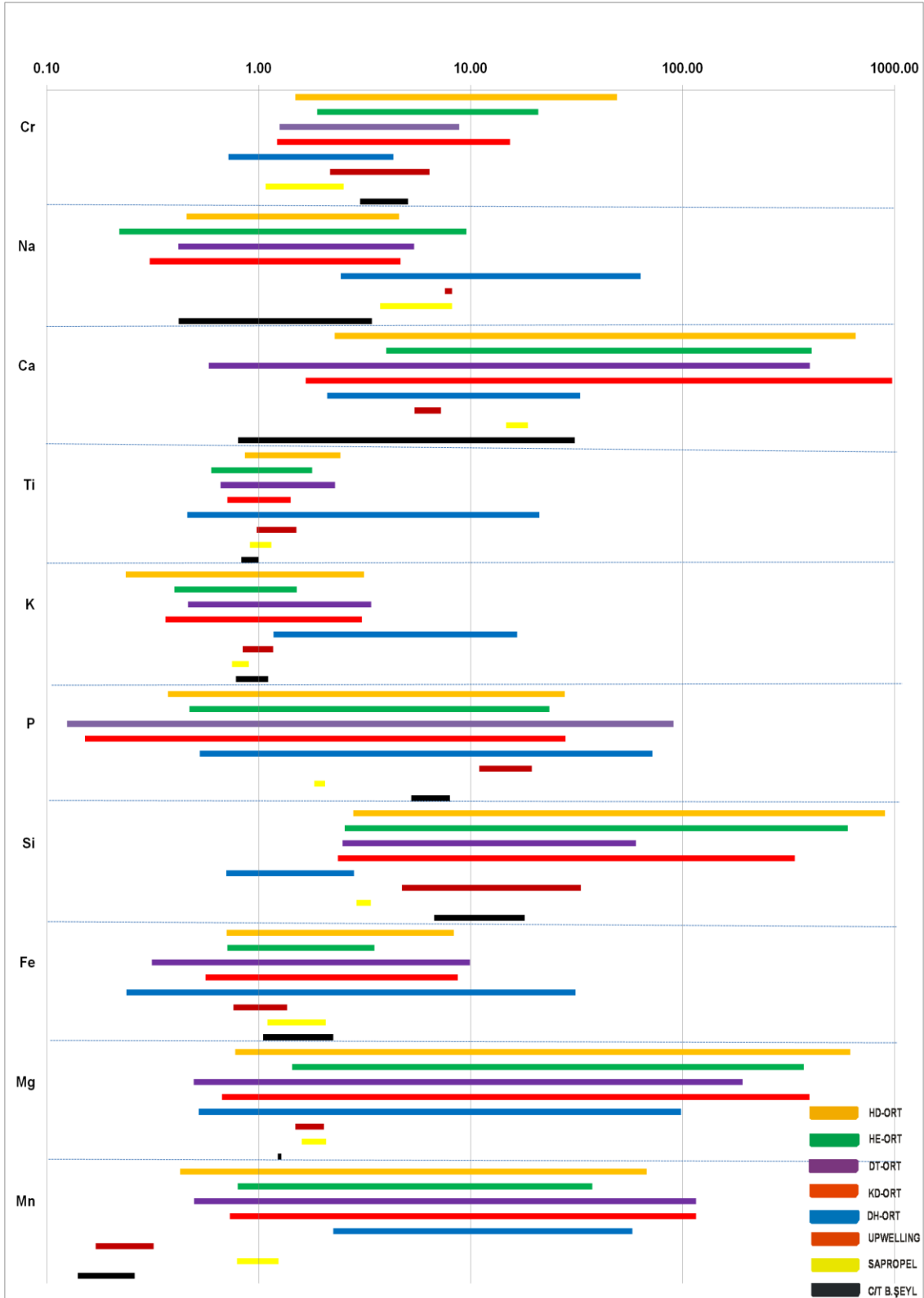
4.4 Hatıldağ Sahasındaki Element Zenginleşmelerinin Çeşitli Depolanma Ortamındaki Organik Maddece Zengin Kayaç Örnekleri ile Karşılaştırılması

Hatıldağ sahasına ait 5 adet ÖSK örneklerinin ana ve iz elementlerinin zenginleşme değerleri anoksik/öksinik koşullarda depolanmış olan Peru Kıyısal Şelfi Sedimanları, Namibya (Afrika) Kıyısal Şelfi Sedimanları, Akdeniz Sapropelleri, Karadeniz Sapropelleri, Senomaniyen/Turoniyen Demerara Yükselimi Anoksik Sedimanları ile Senomaniyen/Turoniyen Gubbio Anoksik Sedimanlarına ait ana ve iz element ortalama zenginleşmeleri ile karşılaştırılmıştır (Çizelge 4.9). Çizelge 4.9’da ortalama zenginleşmeler ile Şekil 4.45’de elementlerin zenginleşme aralıkları göz önünde bulundurulduğunda anoksik/öksinik ortamlarda depolanmış organik maddece zengin bölgelerin farklı element birikimleri görülmektedir. Çalışma alanına ait örneklerdeki elementlerin zenginleşme aralıklarının diğer indirgen ortamlarınkine göre oldukça geniş bir aralıkta yer alması, depolanma ortamımızın heterojen bir yapıya ve çok sık değişen bir rejime sahip olduğunu göstermektedir.

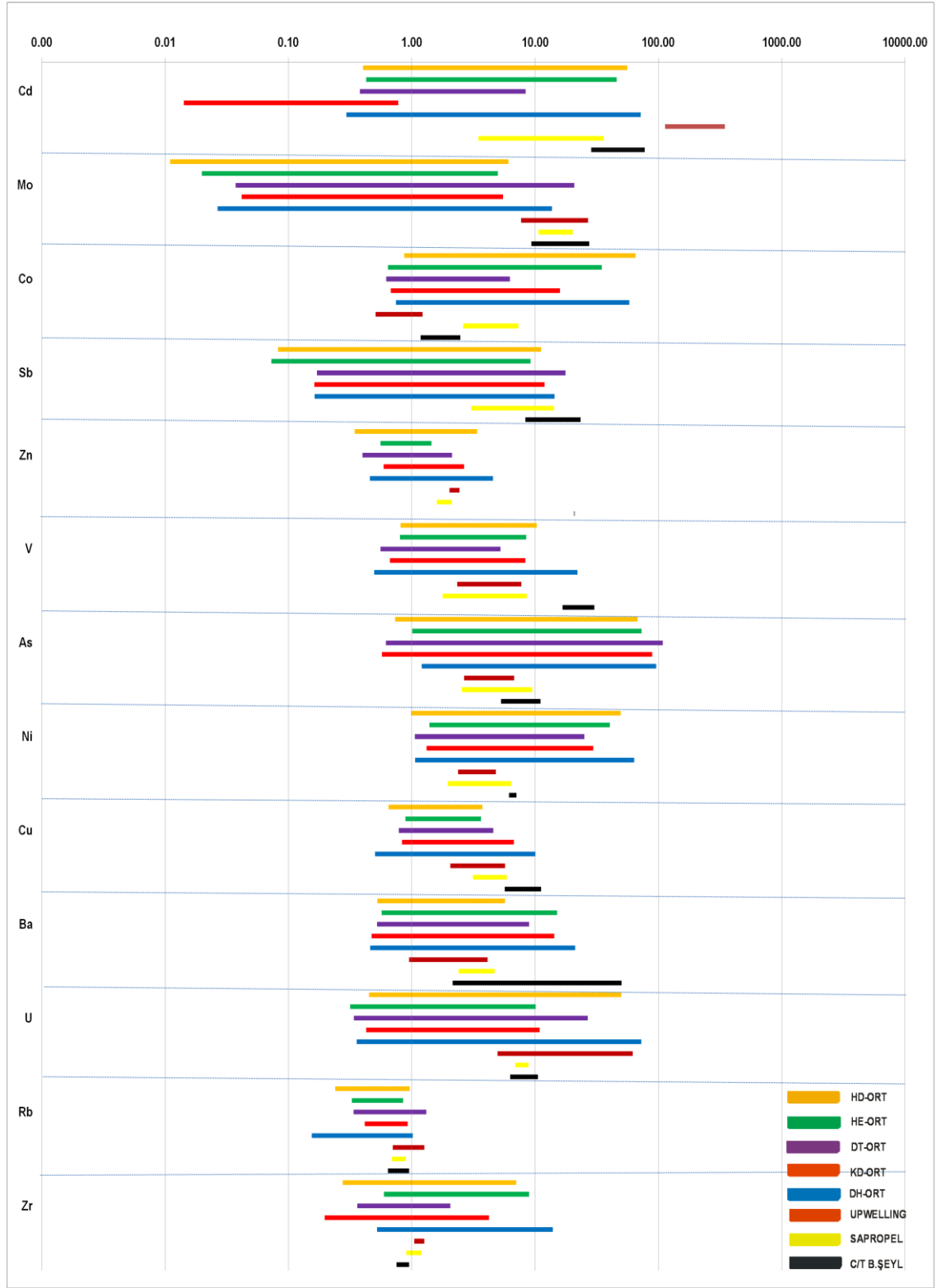
Bunun yanı sıra çalışma bölgesine ait ÖSK’lardaki Ca ve Mg miktarlarının diğer ortamlara göre çok fazla olması depolanma ortamının karbonatlı ve dolomitik bir yapıda olduğunu göstermektedir. Ayrıca iz elementlerden Mo, Cd ve U gibi öksinik ortamlarda zenginleşen metallerin çalışma alanı örneklerinde diğer ortamlara nazaran daha az seviyede olması yine depolanma ortamının daha az sülfidik olduğuna işaret etmektedir.

Çizelge 4.9 İncelenen örneklerin, Peru kıyısı, Nabıbya çamurları, Akdeniz ve Karadeniz sapropelleri, C/T Demerara yükseltisi ve Gubbiyo organik maddece zengin kayaçların ana ve iz element zenginleşmeleri

Ana Element	KD-ÖSK	HD-ÖSK	HE-ÖSK	DT-ÖSK	DH-ÖSK	Peru Kıyısı	Nabıbya Çamurları	Akdeniz Sapropelleri	Karadeniz Sapropelleri	C/T Demerara Rise	C/T Gubbio
C _{org}	9,34	4,68	5,14	5,64	3,76	76,96	185,22	73,91	63,91	175,22	147,39
Si	13,5	9,18	7,71	4,08	10,10	4,75	33,10	2,90	3,38	6,72	17,97
Ti	0,06	0,18	0,15	0,06	0,17	0,98	1,51	1,15	0,91	1	0,83
Fe	0,94	2,27	1,75	0,93	2,20	0,76	1,36	2,07	1,10	1,05	2,25
Mg	10,62	4,71	6,10	2,34	6,98	1,49	2,03	2,08	1,6	1,28	1,23
Ca	26,89	17,57	19,98	11,76	13,84	5,43	7,24	14,73	18,64	31,02	0,80
Na	0,19	0,68	0,31	0,36	0,85	8,17	7,58	3,75	8,17	3,42	0,42
K	0,43	1,05	0,60	0,34	1,56	0,84	1,17	0,75	0,90	0,78	1,11
P	0,03	0,05	0,04	0,04	0,02	10,97	19,43	1,83	2,06	8	5,26
Mn	0,09	0,1	0,09	0,07	0,07	0,32	0,17	1,24	0,79	0,26	0,14
Cr	0,004	0,01	0,01	0,00	0,01	2,17	6,4	2,52	1,08	5,07	3,01
İz Element	KD-ÖSK	HD-ÖSK	HE-ÖSK	DT-ÖSK	DH-ÖSK	Peru Kıyısı	Nabıbya mud lens	Akdeniz Sapropelleri	Karadeniz Sapropelleri	C/T Demerara Rise	C/T Gubbio
As	28,18	59,60	30,77	21,47	51	2,65	6,77	9,48	2,55	5,29	11,08
Ba	164,5	274,0	200,49	124,8	370	0,95	4,11	4,70	2,4	2,14	50,18
Cd	0,15	0,10	0,11	0,19	0,12	113,33	346,67	36	3,47	77,47	28,53
Co	6,18	11,4	8,87	4,93	14	0,51	1,22	7,33	2,61	1,18	2,48
Cu	11,79	24,10	18,23	10,18	29	2,06	5,69	5,88	3,13	5,67	11,2
Mo	1,32	3,25	0,58	1,94	6	7,71	26,91	20,29	10,69	27,42	9,31
Ni	52,45	98,00	76,06	32,36	85	2,38	4,82	6,42	1,96	7,06	6,16
Rb	12,66	34,60	24,99	12,8	40	0,70	1,26	0,69	0,89	0,64	0,95
Sb	0,39	0,90	0,50	0,29	0,50	2,67	n.d.	14,24	3,04	23,36	8,32
Sr	1022,3	593,3	727,50	360,4	755	2,29	4,83	5,33	7,23	8,48	3,25
U	1,13	1,50	0,99	1,01	2	4,97	61,84	8,86	6,92	10,53	6,27
V	32,98	58,00	47,87	24,61	64	2,34	7,75	8,55	1,78	30,22	16,68
Zn	11,79	25,00	21,53	10,91	32	2,02	2,44	2,11	1,6	20,72	20,97
Zr	20,83	48,9	35,90	14,38	40	1,05	1,26	1,2	0,9	0,75	0,95



Şekil 4.45 İncelenen örneklerin, Peru Kıyısı, Namibiya çamurları, Akdeniz ve Karadeniz sapropelleri, C/T Demerara Rise ve Gubbio organikçe maddece zengin kayaçların ana ve iz element zenginleşme aralıkları



Şekil 4.45 İncelenen örneklerin, Peru Kıyısı, Namibiya çamurları, Akdeniz ve Karadeniz sapropelleri, C/T Demerara Rise ve Gubbio organikçe maddece zengin kayaçların ana ve iz element zenginleşme aralıkları (devam)

4.5 Elementlerin Redoks Ortamındaki Davranışları

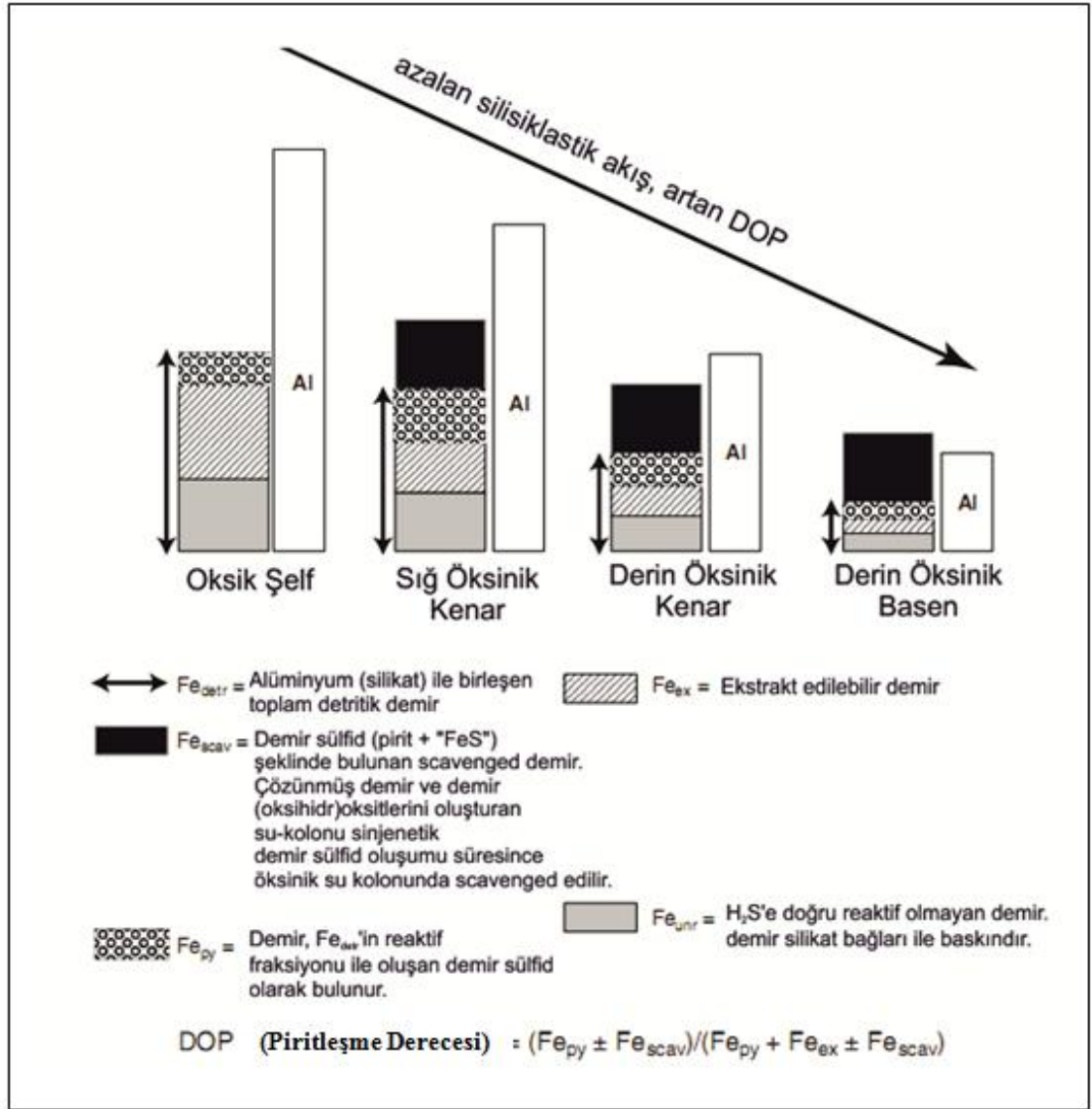
4.5.1 Demir (Fe)

Okyanuslardaki demirin ana kaynağı kıtalardan gelmektedir (Poulton ve Raiswell 2002, Raiswell 2006). Daha detritik Fe içeren mineraller ya nispeten reaktif olmayan silikatlar (örnek; kil mineralleri, piroksenler, amfiboller) ya da ferrihidrit, götit, hematit ve lepidokrosit bileşenleri içeren Fe oksihidroksitlerdir. Depolanma süresince Fe oksihidroksitler, sediman içine gömülme ve bununla birlikte belirli kısmı sediman yüzeyine yakın mikrobiyal etkisi ile veya etkisi olmaksızın çözülebilmektedir (Froelich vd. 1979, Burdige 1983). Bunun dışında H_2S varlığında Fe oksihidroksitler, Fe sülfidlere (greijit, makinavit, pirit gibi) dönüşür ki, bu süreç su kolonunda veya sedimanda sinjenetik veya diyajenetik olarak meydana gelmektedir (Berner 1984, Schoonen 2004, Lyons ve Severmann 2006).

Sedimanlardaki Fe zenginleşmesinin diğer kaynakları oksik şelfden demirin tekrar mobilize olması (Anderson ve Raiswell 2004, Duan vd. 2010, Raiswell ve Anderson 2005, Severmann vd. 2008), anoksik ortamlardaki derin sularda yer alan sediman boşluk suları ve hidrotermal girdilerdir (Poulton ve Canfield 2011).

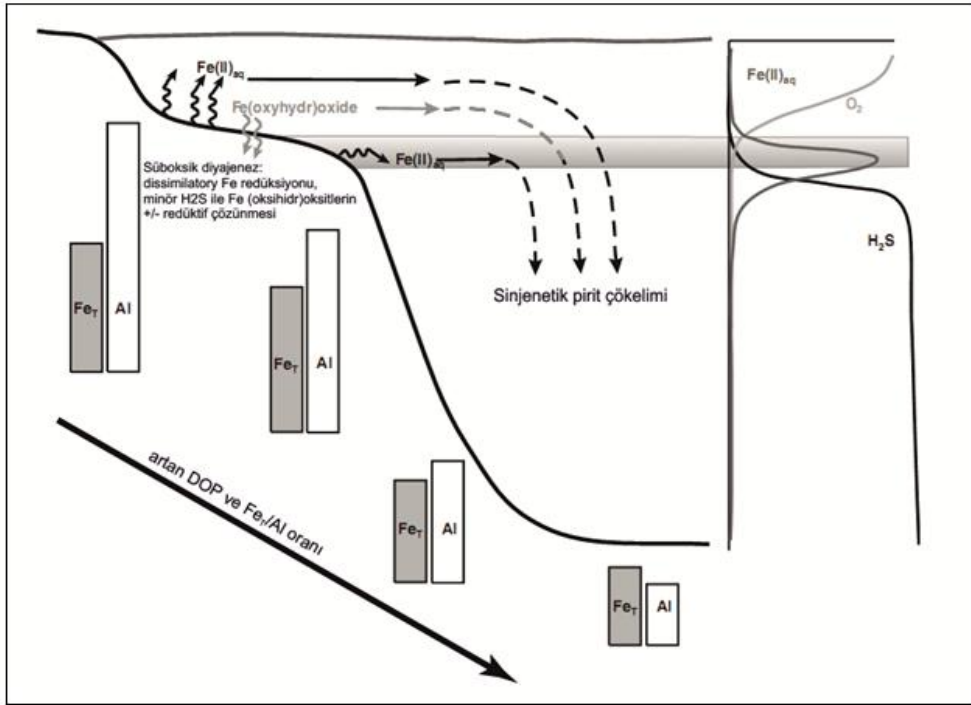
Öksinik su kolonlarında bakteriyel kaynaklı sülfid üretkenliği bol olarak meydana gelmekte, bunun neticesinde ise bölgesel sedimanter pirit ve organik karbon konsantrasyonlarında artış gözlenmektedir.

Detritik (silisiklastik) akış, karadan uzaklaşıp daha derin ortamlara doğru azalırken, öksinik ortamlarda Fe konsantrasyonları (Fe_{scav} :su kolonundan süpürülen demir) aynı kalmaktadır (Şekil 4.46). Silisiklastik akıştaki karbonat dilüsyonuna veya değişimlerine bakılmaksızın Fe_{detr}/Al oranı değişmeden kalırken Fe/Al oranındaki herhangi bir artış öksinik demir zenginleşmesini ifade eder.



Şekil 4.46 Oksik şelften derin öksinik basen bölgelerde bulunabilen ince taneli silisiklastik ve sedimanter kayalarda demir türü özeti

Fe_T/Al oranındaki artış, silisiklastik akışın ve artan reaktif Fe zenginleşme etkisini gösterir (Fe_T : toplam demiri göstermektedir) (Şekil 9.2). Karasal demir kaynağını içeren şelfteki sedimanlar suboksik diyajeneze uğramaktadır ve üzerini örten taban suyuna yayılan çözünmüş $Fe(II)$ iyonuna sebebiyet vermektedir. Demir, çoğu sediman-su arayüzeyinde yeniden oksitlenme ve demir oksihidroksit olarak sedimana yeniden dönüşüme katılma özelliğindedir. Bununla birlikte önemli miktarda demir sülfid bileşikleri öksinik su kolonu içerisinde yer almaktadır.



Şekil 4.47 Oksik şelften öksinik basene reaktif demirin akış şeması (Raiswell ve Anderson 2005, Lyons ve Severmann 2006)

Redoks ortam belirtici olarak Fe'in su kolonundaki aktivasyonları önem arz etmektedir. Redoks ortamını belirlemek için Fe/Al, yüksek reaktif demirin toplam demire olan oranları (Fe_{HR}/Fe_T) (Lyons ve Severmann 2006, Poulton ve Canfield 2011, Poulton ve Raiswell 2002, Raiswell ve Canfield 1998, Raiswell vd. 2001) ve Fe_{py}/Fe_{HR} oranları kullanılmaktadır (Burada yer alan Fe_{HR} , anoksik ortamda biyolojik ya da biyolojik olmayan tepkimelere karşı şiddetli reaksiyon veren Fe minerallerini göstermektedir (Canfield vd. 1992, Poulton vd. 2004a) $Fe_{py}=Fe$ sülfid minerallerini göstermektedir)). Çizelge 4.10 incelendiğinde Fe/Al oranının 0.64 den küçük çıkması depolanma ortamının oksik, 0.64 den büyük çıkması ise anoksik ortama işaret etmektedir.

Çizelge 4.10 Fe/Al oranına göre depolanma ortamı redoks koşulunun belirlenmesi (Lyons ve Severmann 2006, Poulton ve Acnfield 2011, Poulton ve Raiswell 2002, Raiswell ve Canfield 1998, Raiswell vd. 2001)

Su Kolonu Redoks Koşulu	Fe _T (%wt)	Fe _{HR} /Fe _T	Fe/Al
Oksik	>0.5	<0.22	0.53±0.11
Anoksik	>0.5	>0.38	>0.64

Fe, önemli bir farklılıkla beraber Mn'nın redoks çevrimine benzer bir model gösterir. Demir indirgenmiş ortamlardaki sedimanlar ve sulardeki demir-sülfid çökelimini sistemli olarak sergiler ve sadece özel koşullar altında Fe-karbonatlar şeklinde bileşik oluşturur (Canfield vd. 1993). Ek olarak, Mn⁺² ve Fe⁺² rölatif oksidasyon kinetiklerine bağlı olarak farklı davranırlar (Calvert ve Pedersen 1993, 1996). Mn-Fe çevrimi tarafından etkilenen birincil iz elementler Ni, Cu, Zn, Co, Pb (+2 katyonları), Mo, V ve Cr gibi elementlerdir (sırayla, MoO₄⁻², VO⁺² ve Cr (OH)⁺² iyonik türleri gibi). Gerçekte, iz metaller Fe-Mn oksihidroksitler üzerine adsorblanır, sedimana taşınır ve böylece su-sediman yüzeyine veya altına (kemoklin durumuna bağlı) oksihidroksitlerin redüktif çözünmesi neticesinde serbest kalır. İz metaller böylece yeni reaksiyonlar için uygun hale gelir (örneğin indirgenmiş ortamlardaki pirit gibi, otijenik sülfürler tarafından katı solüsyonlarda tutulur).

Örneklerin Fe_T, Al, Mn, Fe_T/Al, Mn/Al değerleri Çizelge 4.11'de verilmiştir. Bunlara göre sırasıyla Fe/Al ve Mn/Al minumum ve maksimum aralıkları şu şekildedir; Harmancık Dere ÖSK için 0.56-1.70 ve 0.00-0.20; Karanlıkdere ÖSK için 0.54-5.13 ve 0.01-1.23; Emzik Beleni ÖSK için 0,850-1,527 ve 0,031-0,128; Doruk Tepe ÖSK için 0.51-1.90 ve 0.01-1.23; Kayalık Dere ÖSK için 0.59-1,01 ve 0,01-0,12'dir.

Bu değerlere göre, ortalama şeylin Fe/Al oranının 0,59 ve Mn/Al için ise 0,01 olduğu göz önünde tutulursa çalışma alanındaki bitümlü kayaç örneklerinde genel olarak Fe/Al ve Mn/Al değerlerinin ortalama şeyle göre yüksek değerler sergilediği gözlenmiştir. Bu durum bize depolanma ortamının daha sülfütlü olduğunu göstermektedir. Bunu

destekleyen diğ er bir parametre olan Fe/Al oranlarının incelenen örneklerin çoğunluğ unda 0.64 den daha büyük çıkmasıdır.

Çizelge 4.11 İncelenen örneklerin Fe (%), Al (%), Mn(ppm), Fe/Al, Mn/Al değ erleri

Örnek	Litoloji	Fe%	Al %	Mn ppm	Fe/Al	Mn/Al
<i>Harmanlık Dere ÖSK</i>						
HD-03	Dolomitli kıltaşı	3,57	6,36	3097,83	0,56	0,00
HD-14	Bol OM'li dolomitli bitümlü marn	1,96	2,59	6970,11	0,76	0,03
HD-17	Koyu gri renkli OM'ce zengin dolomitli bitümlü marn	2,51	3,76	9293,48	0,67	0,02
HD-21	Kahverenkli OM'ce zengin bitümlü şeyl	3,01	3,61	13165,77	0,83	0,04
HD-22	Gri renkli OM'li dolomitli bitümlü marn	2,72	3,22	12391,31	0,84	0,04
HD-23	Kahve renkli dolomitli bitümlü şeyl	2,60	2,79	6970,11	0,93	0,02
HD-25	OM'ce zengin bitümlü marn	1,99	2,36	9293,48	0,84	0,04
HD-27	Kahve-koyu gri renkli OM'li bitümlü marn	2,30	2,71	12391,31	0,85	0,05
HD-29	Kahverenkli OM'li dolomitli bitümlü şeyl	2,14	3,62	9293,48	0,59	0,03
HD-32	Koyu gri renkli bitümlü marn	2,09	3,26	12391,31	0,64	0,04
HD-38	OM'ce zengin bitümlü marn	1,80	1,06	21684,80	1,70	0,20
HD-45	Koyu kahve renkli bol OM'li dolomitli bitümlü şeyl	1,65	1,56	5421,20	1,06	0,03
HD-47	Koyu gri renkli bol OM'li dolomitli bitümlü marn	1,66	2,68	3872,29	0,62	0,01
HD-50	Laminalı dolomitli bitümlü şeyl	1,74	2,67	6970,11	0,65	0,03
<i>Karanlıkdere ÖSK</i>						
KD-2	Dolomitli bitümlü şeyl	2,81	4,88	900	0,58	0,01
KD-3	Bol organik maddeli dolomitli bitümlü şeyl	1,69	3,12	900	0,54	0,02
KD-4	Dolomitli marn	0,94	0,73	1600	1,29	0,17
KD-5	Organik madde iç erikli dolomitli bitümlü marn	1,46	1,37	1600	1,07	0,09
KD-18	Organik maddeli marn	2,06	0,40	6400	5,13	1,23
KD-22	Taze yüzeylerinde kükürt kokusu hissedilen silisli kıltaşı	2,85	4,99	500	0,57	0,01
KD-25	Bitümlü şeyl	2,24	3,01	1300	0,74	0,03
KD-26	Bol organik maddeli dolomitli bitümlü marn	2,24	3,10	1500	0,72	0,04
KD-30	Bol organik maddeli bitümlü marn	2,07	2,83	1000	0,73	0,03
KD-31	Bol organik maddeli bitümlü şeyl	3,53	4,01	1200	0,88	0,02
KD-38	Marn	2,97	2,97	1000	1,00	0,03
KD-39	Bol organik maddeli bitümlü şeyl	2,26	2,78	900	0,81	0,03

Çizelge 4.11 İncelenen örneklerin Fe (%), Al (%), Mn(ppm), Fe/Al, Mn/Al değerleri (devam)

Örnek	Litoloji	Fe%	Al %	Mn ppm	Fe/Al	Mn/Al
KD-42	Bol organik maddeli bitümlü şeyl	2,75	2,73	900	1,01	0,03
KD-44	Bol organik maddeli dolomitli bitümlü marn	1,83	1,88	1000	0,97	0,04
KD-47	Bol organik maddeli bitümlü marn	1,49	2,52	700	0,59	0,02
<i>Emzik Beleni ÖSK</i>						
HE-27	Kahve renkli organik maddece zengin dolomitli bitümlü şeyl	1,784	1,667	1161,686	1,070	0,070
HE-28	Kahve renkli organik maddeli bitümlü marn	2,840	2,985	929,3484	0,951	0,031
HE-29	Silisifiye bitümlü marn	2,189	2,175	1161,686	1,006	0,053
HE-32	Kahve renkli bitümlü marn	1,637	1,926	1006,794	0,850	0,052
HE-34	Koyu gri renkli bitümlü marn	1,805	2,514	1084,24	0,718	0,043
HE-41	Koyu gri renkli bol organik maddeli bitümlü marn	0,867	0,905	1161,686	0,958	0,128
HE-42	Koyu gri renkli bol gastropod fosilli organik madde içerikli bitümlü marn	1,665	1,090	1548,914	1,527	0,142
<i>Doruk Tepe ÖSK</i>						
DT7	Bitümlü şeyl (OM'ce zengin)	1,98	2,51	619.57	0.79	0.02
DT9	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	2,18	2,78	774.46	0.78	0.03
DT12	Bitümlü şeyl	2,22	2,75	1006.79	0.81	0.04
DT15	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	2,30	2,62	929.35	0.88	0.04
DT17	Karbonatlı marn (OM'ce zengin)	1,60	3,16	619.57	0.51	0.02
DT20	Bitümlü şeyl (OM'ce zengin)	2,15	1,13	1006.79	1.90	0.09
DT23	Bitümlü şeyl (OM'ce zengin)	2,01	1,71	929.35	1.17	0.05
DT25	Bitümlü şeyl (OM'ce zengin)	2,96	3,64	774.46	0.81	0.02
DT27	Kiltaş (OM'ce zengin)	2,99	3,30	1239.13	0.91	0.04
DT28	Bitümlü marn	1,50	2,02	619.57	0.75	0.03
DT29	Bitümlü marn	2,15	1,87	774.46	1.15	0.04
DT31	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	1,87	2,21	929.35	0.84	0.04
DT32	Dolomitli marn	0,97	1,57	464.67	0.62	0.03
DT33	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	2,08	1,87	542.12	1.12	0.03
DT35	Bitümlü kiltaş (OM'ce zengin)	1,08	1,10	309.78	0.99	0.03
DT38	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	0,98	1,26	464.67	0.77	0.04
DT40	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	1,90	2,49	929.35	0.76	0.04
DT42	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	1,97	2,32	697.01	0.85	0.03
DT44	Bitümlü marn	2,29	1,93	1239.13	1.19	0.06
DT50	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	1,91	1,59	2478.26	1.20	0.16
DT53	Marn	2,47	3,41	1781.25	0.72	0.05
DT54	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	2,76	0,47	5808.43	5.87	1.23
DT56	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	170	1,61	1239.13	1.06	0.08

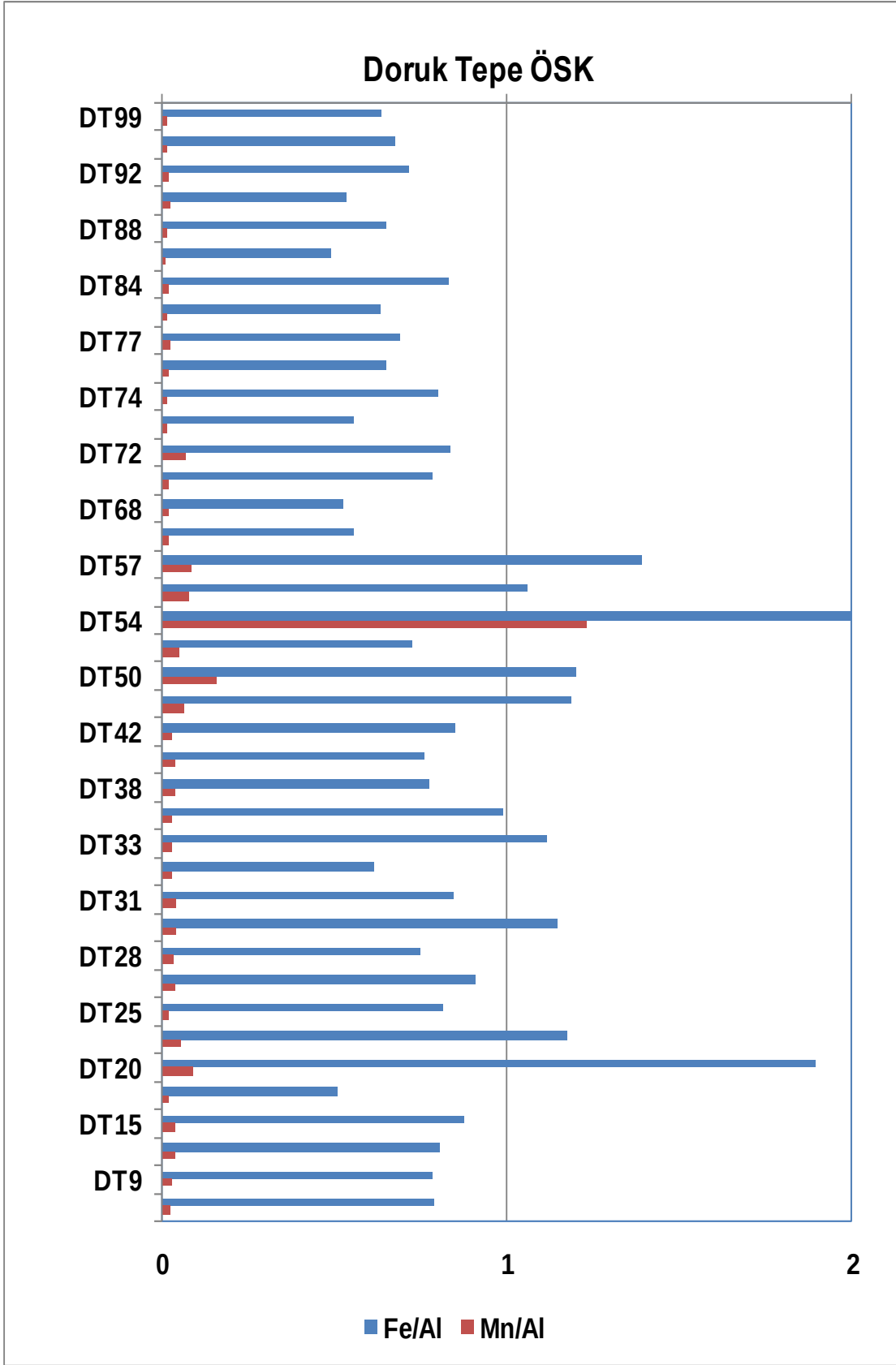
Çizelge 4.11 İncelenen örneklerin Fe (%), Al (%), Mn(ppm), Fe/Al, Mn/Al değerleri (devam)

Örnek	Litoloji	Fe%	Al %	Mn ppm	Fe/Al	Mn/Al
DT57	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	3,15	2,26	1936.14	1.39	0.09
DT65	Bitümlü dolomitli kilaşı (OM'ce zengin)	1,76	3,14	542.12	0.56	0.02
DT68	Bitümlü dolomitli kilaşı (OM'ce zengin)	2,58	4,91	1006.79	0.53	0.02
DT70	Bitümlü kilaşı (OM'ce zengin)	2,86	3,66	697.01	0.78	0.02
DT72	Bitümlü marn	1,48	1,77	1161.69	0.83	0.07
DT73	Bitümlü şeyl (OM'ce zengin)	2,62	4,69	619.57	0.56	0.01
DT74	Bitümlü şeyl (OM'ce zengin)	4,16	5,21	851.90	0.80	0.02
DT76	Bitümlü dolomitli marn (OM'ce zengin)	1,89	2,91	542.12	0.65	0.02
DT77	Bitümlü marn	3,40	4,94	1161.69	0.69	0.02
DT82	Bitümlü marn (OM'ce zengin)	2,28	3,60	542.12	0.63	0.02
DT84	Bitümlü şeyl (OM'ce zengin)	2,25	2,69	464.67	0.83	0.02
DT85	Bitümlü şeyl (OM'ce zengin)	2,02	4,11	464.67	0.49	0.01
DT88	Bitümlü şeyl (OM'ce zengin)	1,32	2,03	309.78	0.65	0.02
DT90	Bitümlü şeyl	2,13	4,00	851.90	0.53	0.02
DT92	Bitümlü şeyl (OM'ce zengin)	1,57	2,19	387.23	0.72	0.02
DT98	Bitümlü karbonatlı kilaşı (OM'ce zengin)	2,20	3,25	464.67	0.68	0.01
DT99	Zayıf-orta bollukta organik maddeli bitümlü şeyl	2,55	4,00	542.12	0.64	0.01
<i>Kayalık Dere ÖSK</i>						
DH110	dol.bit.şeyl	1,41	2,01	542,1199	0,70	0,03
DH105	dol.bit.marn	2,23	3,81	464,6742	0,59	0,01
DH103	dol.bit.marn	2,89	4,55	697,0113	0,64	0,02
DH102	dol.bit.marn	3,01	4,97	619,5656	0,61	0,01
DH101	dol.bit.marn	1,68	2,34	387,2285	0,72	0,02
DH99	dol.bit.marn	3,34	4,80	774,457	0,70	0,02
DH98	dol.bit.marn	2,11	3,47	774,457	0,61	0,02
DH83	bit.marn	3,08	3,11	1626,36	0,99	0,05
DH70	dol.bit.kilaşı	3,90	6,01	1161,686	0,65	0,02
DH68	dol.bit.marn	3,42	3,39	1316,577	1,01	0,04
DH67	dol.bit.marn	1,44	1,84	619,5656	0,78	0,03
DH66	dol.bit.marn	1,96	1,96	619,5656	1,00	0,03
DH64	dol.marn	2,48	3,35	851,9027	0,74	0,03
DH62	dol.bit.marn	2,05	2,74	1006,794	0,75	0,04
DH60	dol.bit.marn	1,08	1,22	619,5656	0,88	0,05
DH59	dol.bit.kilaşı	2,92	4,34	697,0113	0,67	0,02
DH57	dol.bit.kilaşı	3,08	4,14	619,5656	0,75	0,01
DH55	dol.kilaşı	1,70	1,77	619,5656	0,96	0,04
DH50	dol.marn	1,87	2,56	697,0113	0,73	0,03
DH47	dol.bit.marn	0,38	0,45	542,1199	0,86	0,12
DH44	dol.bit.marn	2,08	2,75	619,5656	0,75	0,02

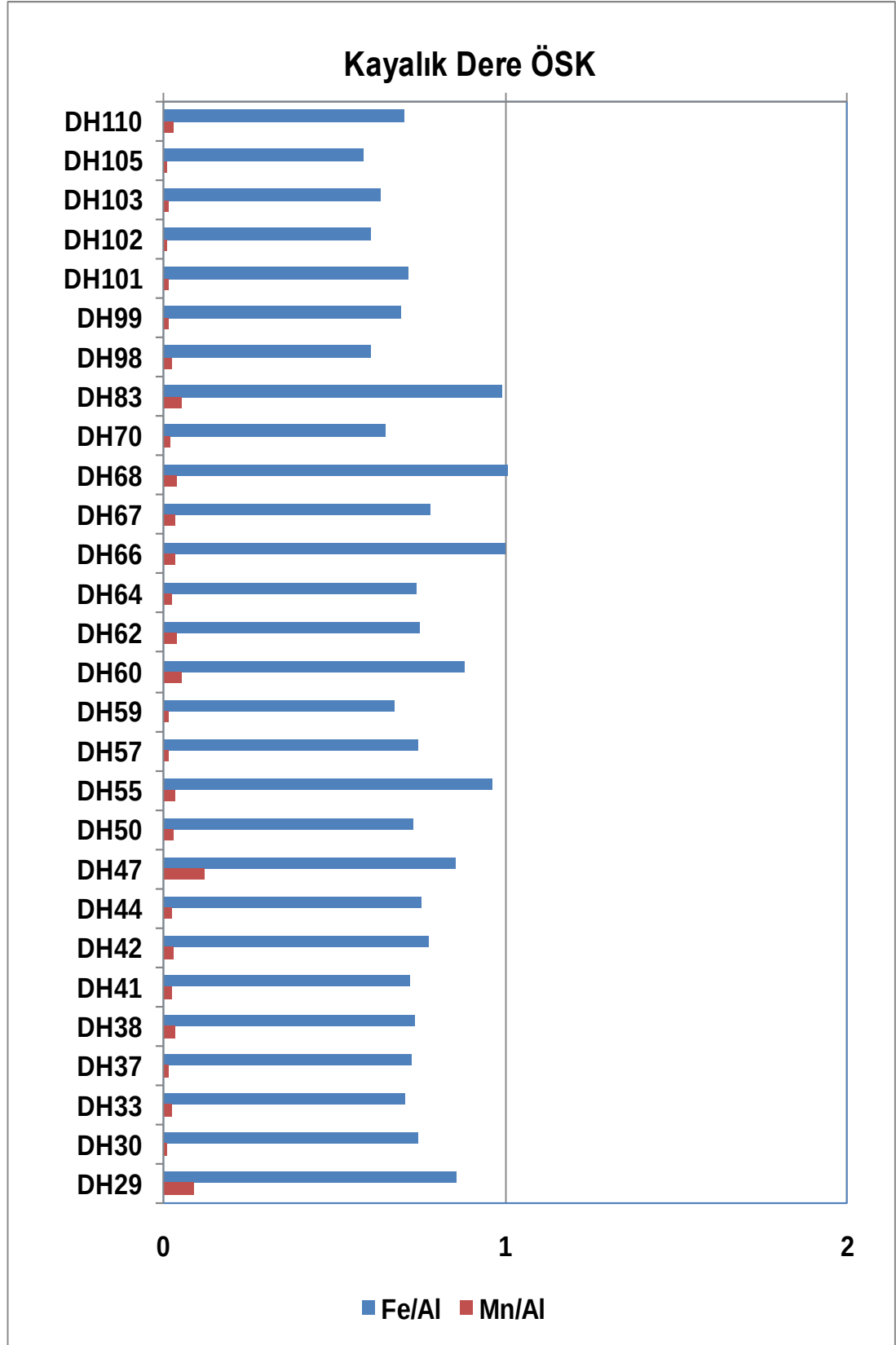
Çizelge 4.11 İncelenen örneklerin Fe (%), Al (%), Mn(ppm), Fe/Al, Mn/Al değerleri (devam)

Örnek	Litoloji	Fe%	Al %	Mn ppm	Fe/Al	Mn/Al
DH42	dol.bit.marn	1,77	2,28	619,5656	0,78	0,03
DH41	dol.bit.marn	2,01	2,78	619,5656	0,72	0,02
DH38	dol.marn	1,14	1,56	542,1199	0,73	0,03
DH37	dolomit	2,82	3,88	542,1199	0,73	0,01
DH33	dol.bit.şeyl	1,96	2,77	619,5656	0,71	0,02
DH30	dol.bit.şeyl	3,13	4,19	387,2285	0,75	0,01
DH29	dol.marn	0,62	0,73	619,5656	0,86	0,09

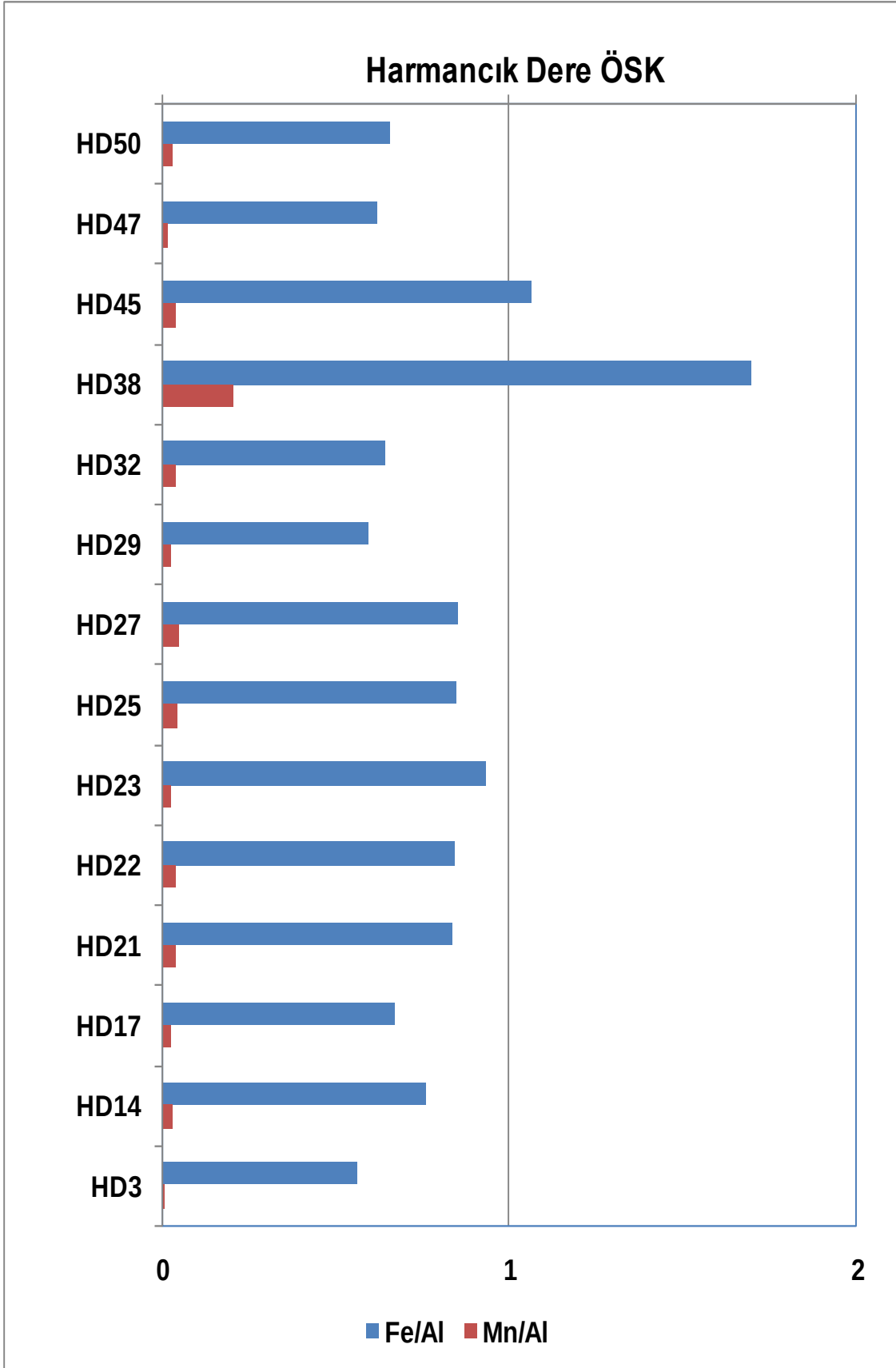
Şekil 4.48’de çalışma alanı ÖSK’larında tabandan tavana olan seviyelerinde Fe/Al ve Mn/Al değerleri gösterilmiştir. Buna göre tüm ÖSK’lardaki Fe/Al miktarı Mn/Al değerlerinden oldukça fazla çıkmıştır. Bunun yanısıra Fe ve Mn zenginleşmeleri incelendiğinde, genelde 1’in altında kalarak depolanma ortamına bağlı olarak tüketildiği tespit edilmiştir (Şekil 4.48).



Şekil 4.48 İncelenen bitümlü şeyl örneklerinin Fe/Al ve Mn/Al oranları



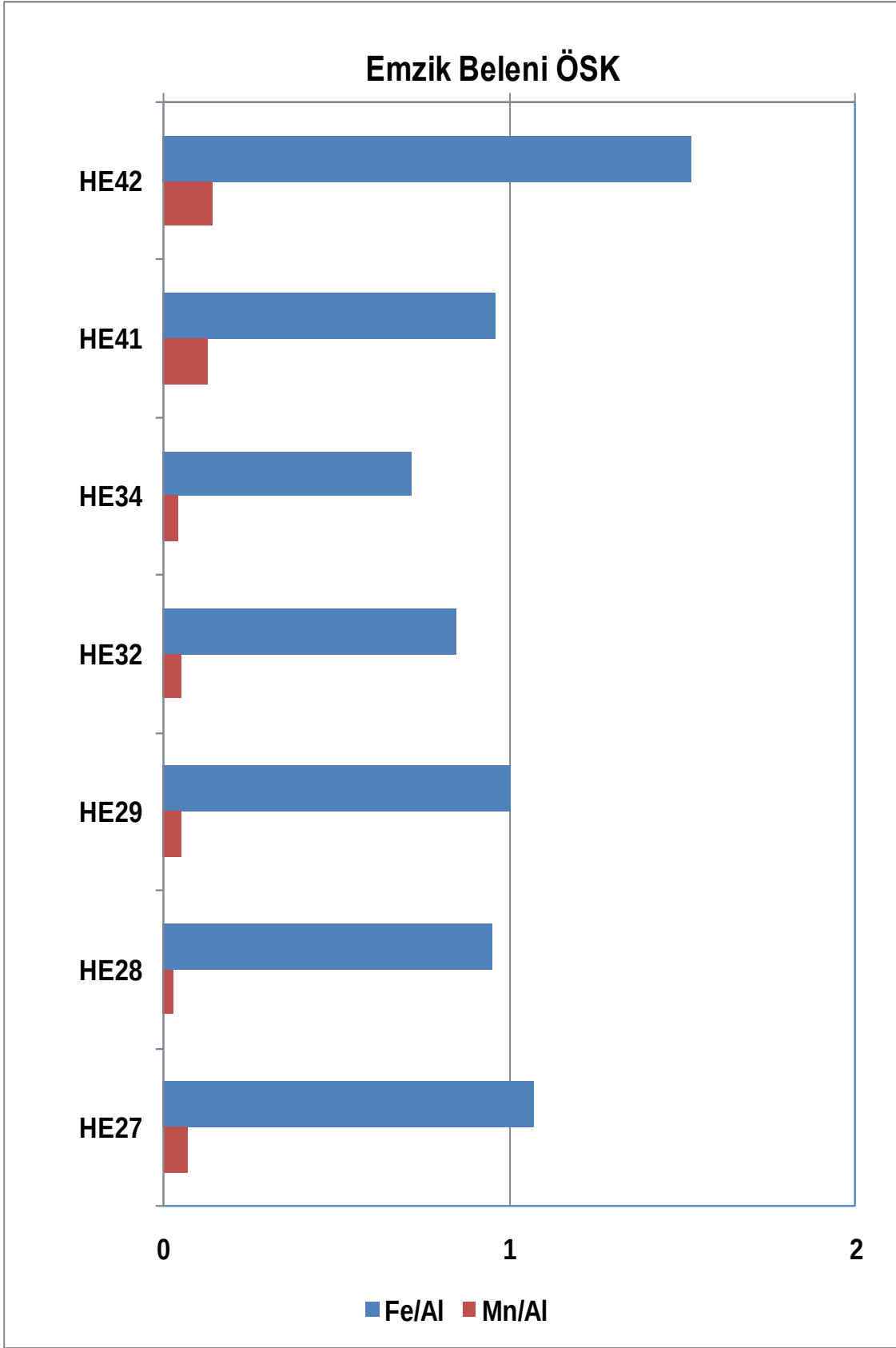
Şekil 4.48 İncelenen bitümlü şeyl örneklerinin Fe/Al ve Mn/Al oranları (devam)



Şekil 4.48 İncelenen bitümlü şeyl örneklerinin Fe/Al ve Mn/Al oranları (devam)



Şekil 4.48 İncelenen bitümlü şeyl örneklerinin Fe/Al ve Mn/Al oranları (devam)

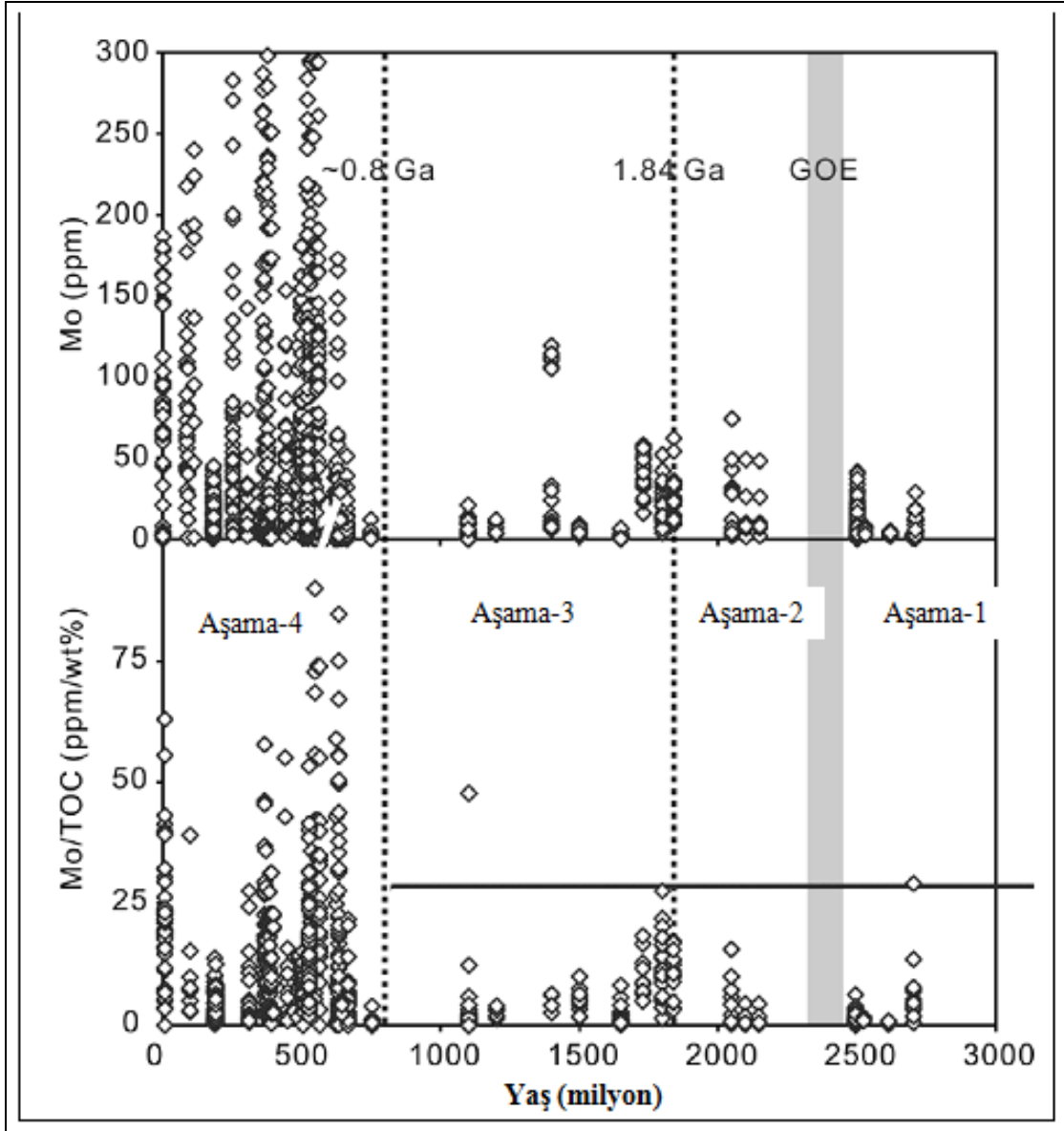


Şekil 4.48 İncelenen bitümlü şeyl örneklerinin Fe/Al ve Mn/Al oranları (devam)

4.5.2 Molibden (Mo)

Molibden üst kıtasal kabukta yaklaşık 1-2 ppm gibi düşük konsantrasyonlarda (Turekia ve Holland 2013) ve çoğunlukla magmatik aksesuar minerallerde (apatit ve titanit) MoS_2 , PbMoO_4 veya CaMoO_4 bileşeni şeklinde bulunmaktadır (Miller vd. 2011). Okyanusal Mo'nin kaynağı genellikle pirit içerikli kayaların günlenmesi ve nehir akıntıları ile taşınması neticesinde olmaktadır (Archer ve Vance 2008, Miller vd. 2011). Mo'nin iyon değerlikleri redoks koşullarındaki değişimlere bağlı olarak (+2, +3, +4, +5 ya da +6) yüklerde olabilmektedir (Anbar 2004). Mo, oksik su kolonunda, 107nmol/L konsantrasyonlarına ulaşabilen oranlarda MoO_4^{-2} bileşiminde bulunmaktadır.

Oksik deniz tabanında Mo, mangan oksit/hidrooksitler tarafından yavaş bir oranda adsorblanarak pelajik Fe-Mn nodüllerinde yüksek miktarlarda zenginleşebilmektedir (Barling ve Anbar, 2004). Anoksik taban sularında ise H_2S varlığında Mo=O bağı kırılabilir ve O yerine S bağlanarak MoS bileşiğinin oluşmasını sağlar (Helz vd. 1996). Daha sonra MoO_4^{-2} organik madde vasıtasıyla sediman içerisine doğru itilir (Algeo ve Lyons 2006) ya da Fe-S-Mo nano minerallerinin oluşumunu sağlar (Helz vd. 2011) ve sonunda +4 değerlikli bileşenlere döner (Dahl vd. 2010a, Wang vd. 2011). Günümüz okyanus ortamlarında eğer redoks koşulumuz öksinik ise 100 ppm den fazla, anoksik ise 25-100 ppm, suboksik-oksik ise 25 ppm den düşük Mo zenginleşmelerine rastlanmıştır (Scott ve Lyons 2012). Yukarıda da açıklandığı üzere Mo zenginleşmesi, genellikle oksik/suboksik redoks ortamlarında Fe-Mn-oksitler tarafından adsorblanarak ya da öksinik ortamlarda (boşluk suyunda da olabilir) H_2S varlığında olmaktadır. Boşluk suyunda H_2S olmaması durumunda Mo tekrar serbest hale geçerek su kolonuna karışabilmektedir. Deniz ortamındaki Mo miktarı, Mo/TOC oranından da hesaplanabilmektedir (Algeo ve Lyons 2006, Scott vd. 2008). Mo/TOC oranları kullanılarak jeolojik zaman içerisinde öksinik ortamlardaki okyanusal Mo konsantrasyonları gösterilmiştir (Şekil 4.49).



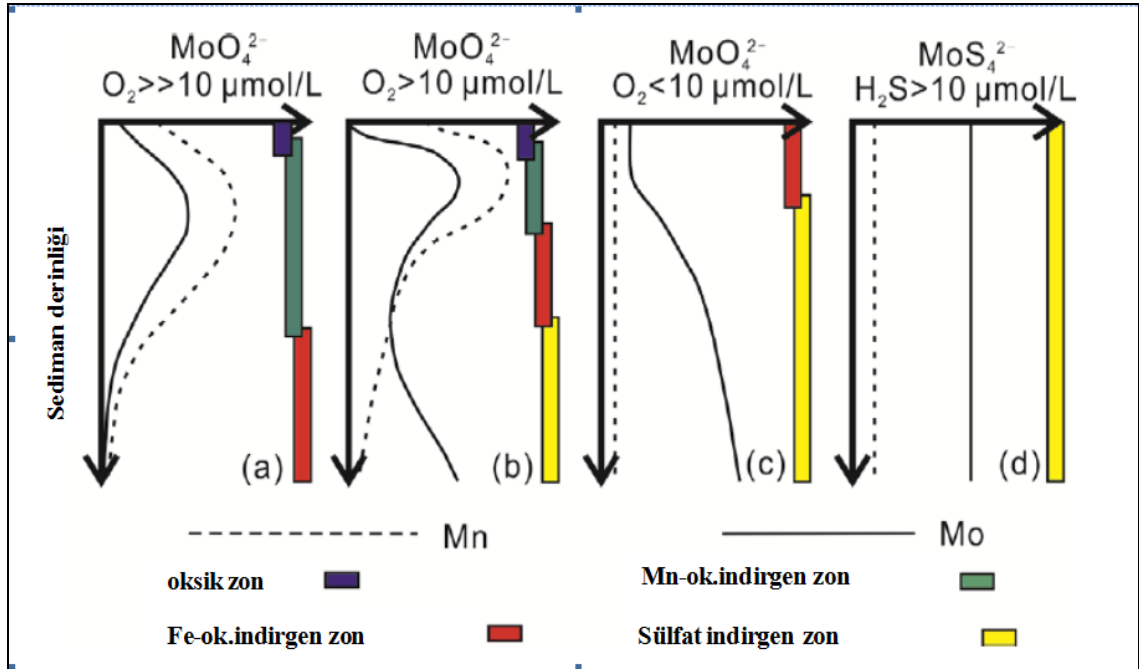
Şekil 4.49 Jeolojik zaman içerisinde Mo ve Mo/TOC zenginleşmesi

Veri kaynakları: Chen vd. 2015, Feng vd. 2014, Gilleaudeau ve Kah 2013, Goldberg vd. 2007, Kendall vd. 2015, Lehmann vd. 2007, Li vd. (2012, 2015), Scott vd. 2008, Takahashi vd. 2014, Wen vd. 2015

Canlılar için Mo, aynı zamanda bir besin kaynağı olmasına rağmen (Liermann vd. 2005, Morel ve Price 2003), Mo zenginleşmesinde çok az bir etkiye sahiptir (Brumsack 1989).

Diyajenez süresince Mo davranışı Scott ve Lyons (2012) tarafından 4 aşamada özetlenmiştir (Şekil 4.50). Birinci durumda; taban suyu yüksek oksijen konsantrasyonuna ve az miktarda organik maddeye sahip ise; Mn-oksik indirgenmesinden ve adsorlanmış Mo serbest bırakılmasından dolayı boşluk suyunda

Mo zenginleşmesi gerçekleşir. İkinci durum; taban suyu orta seviyede oksijen konsantrasyonu ve orta miktarda organik maddeye sahip ise; Mn-oksik indirgenmesi ve adsorlanmış Mo serbest kalması neticesinde sediman yüzeyine yakın kesimlerde yüksek miktarda Mo zenginleşmeleri oluşur. Üçüncü durum; taban suyu oksijen seviyesi düşük ve boşluk suyunda H_2S varlığı; Mo zenginleşmesi sadece H_2S ile bağlantılı ve genellikle 25 ppm den düşük zenginliktedir (Scott ve Lyons 2012). Mo zenginleşmesi su kolonu ile sediman ara yüzeyinde gerçekleşmektedir (Poulton vd. 2006), dördüncü durumda; hem taban suyu hem de sediman yüksek miktarda H_2S 'e sahip ise; Mo zenginleşmesi 25 ppm den fazladır (Scott ve Lyons 2012) ve öksinik su kolonunda yer almaktadır.



Şekil 4.50 Şematik sediman içerisindeki Mo döngüsü (Scott ve Lyons (2012)'dan değiştirilerek alınmıştır)

Tabandan tavana örnekler incelendiğinde Kayalık Dere ÖSK'sında tabandan orta seviyelere kadar Mo zenginleşmesi varken tavan seviyelere doğru bir tüketilme söz konusudur. Doruk Tepe ÖSK'sında incelen örneklerde Mo zenginleşmesi ve tüketilmesi katmanlara göre farklılıklar sunmaktadır. Emzik Beleni ve Harmancık Dere ÖSK'sındaki örneklerdeki Mo zenginleşmesi bir kaç örnek ile sınırlıdır. Genelde bir tüketilmeden söz edebiliriz. Karanlık Dere ÖSK'sı örnekleri ise genelde Mo yönünden

zenginleşmiştir. Bu değerler ortamda Mo'nin zenginleşememesinin, depolanma ortamının daha az anoksik-öksinik olmasından ve daha çok oksik-disoksik ortam koşullarını sunduğunu işaret eder.

Çalışma alanına ait örneklerden elde edilen Mo, Mo/Al ve Mo zenginleşme değerleri Çizelge 4.12'de verilmiştir ve bu değerlere bağlı değişimler ve C_{org} ile ilişkileri Şekil 4.51'de gösterilmiştir. Ortalamalar ele alındığında Mo'nin ortalama şeyle göre daha fazla zenginleşme gösterdiği sonucuna varılmıştır (Çizelge 4.12). Bunun yanısıra Kayalık Dere, Doruk Tepe ve Karanlık Dere ÖSK'larındaki Mo zenginleşmesi 1'in üzerinde çıkmıştır. Emzik Beleni ve Harmancık Dere ÖSK'larında ise bu değer 1'in altında hesaplanmıştır. Bu durum bize depolanma ortamının homojen olmadığı, indirgen ortamlarda Mo zenginleşirken ortamın oksik koşula dönmesiyle Mo tüketilmelerinin gerçekleştiğini göstermektedir.

İncelenen örneklerin C_{org} ile Mo/Al arasındaki ilişkisinde Kayalık Dere ÖSK'sında herhangi bir korelasyon gözlemlenmezken, Emzik Beleni, Harmancık Dere ve Karanlık Dere kesitlerinde yüksek pozitif korelasyon, Doruk Tepe ÖSK'sında ise düşük pozitif korelasyon tespit edilmiştir. (Şekil 4.51). Pozitif korelasyonlar Mo'nun kaynağının organik maddece kısmen kontrol edildiğini göstermektedir.

Çizelge 4.12 Çalışma alanına ait örneklerin Mo, Mo/Al, Mo_{EF} değerleri

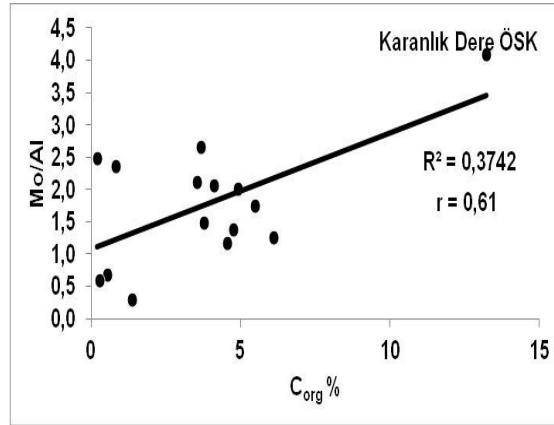
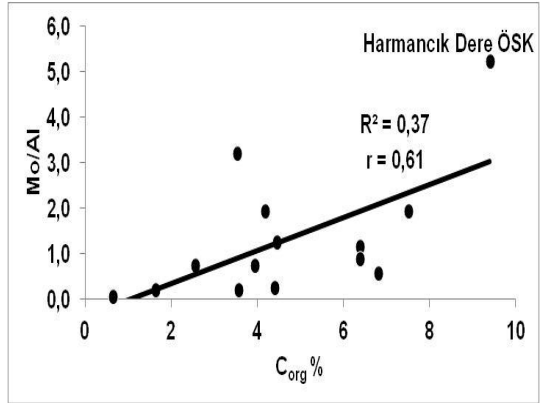
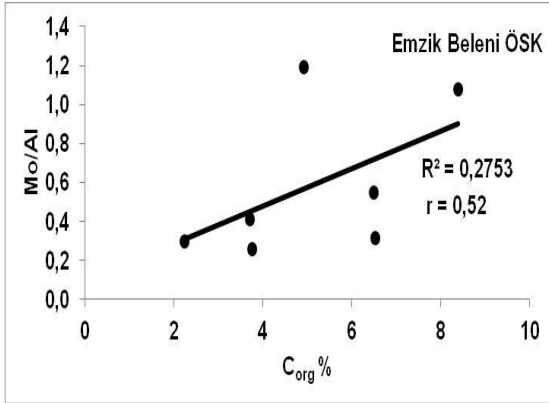
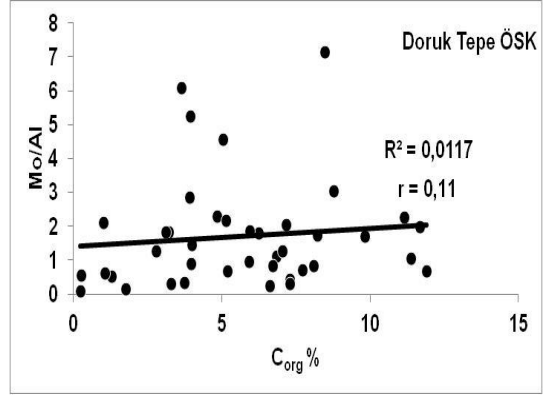
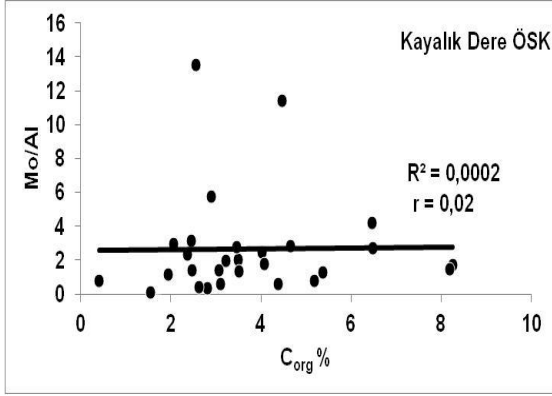
ÖSK Adı	Örnekler	Mo (ppm)	(Mo/Al)x10 ⁻⁴	Mo _{EF}	Ortalamalar
Kayalık Dere	DH29	1,5	2,07	1,5	Mo = 5,51 Mo/Al = 2,64 MoEF = 1,92
	DH30	5,6	1,34	0,97	
	DH33	7,8	2,81	2,05	
	DH37	7,7	1,98	1,44	
	DH38	3,7	2,38	1,73	
	DH41	8,8	3,17	2,3	
	DH42	6,8	2,99	2,17	
	DH44	11,7	4,25	3,09	
	DH47	6,1	13,56	9,86	
	DH50	7,4	2,89	2,1	
	DH55	10,2	5,77	4,2	
	DH57	10,2	2,46	1,79	
	DH59	6,2	1,43	1,04	
	DH60	14	11,45	8,33	
	DH62	3,7	1,35	0,98	
	DH64	4,8	1,43	1,04	
	DH66	3,5	1,78	1,3	
	DH67	5	2,71	1,97	
	DH68	4	1,18	0,86	
	DH70	3,8	0,63	0,46	
	DH83	0,3	0,1	0,07	
	DH98	6	1,73	1,26	
	DH99	3,9	0,81	0,59	
	DH101	3,5	1,5	1,09	
	DH102	3,2	0,64	0,47	
	DH103	1,7	0,37	0,27	
	DH105	1,7	0,45	0,32	
	DH110	1,6	0,8	0,58	
Doruk Tepe	DT7	11,5	4,58	3,33	Mo = 3,96 Mo/Al = 1,70 MoEF = 1,24
	DT9	5,5	1,98	1,44	
	DT12	6,3	2,29	1,66	
	DT15	3,8	1,45	1,05	
	DT17	1,7	0,54	0,39	
	DT20	8,1	7,15	5,2	
	DT23	4,9	2,86	2,08	
	DT25	3,8	1,04	0,76	
	DT27	3,7	1,12	0,82	
	DT28	10,6	5,26	3,82	
	DT29	5,7	3,05	2,22	
	DT31	3,8	1,72	1,25	
	DT32	2	1,28	0,93	
	DT33	3,4	1,82	1,32	

Çizelge 4.12 Çalışma alanına ait örneklerin Mo, Mo/Al, Mo_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	Mo (ppm)	(Mo/Al)x10 ⁻⁴	Mo _{EF}	Ortalamalar
Doruk Tepe	DT35	2,4	2,19	1,59	Mo = 3,96 Mo/Al = 1,70 Mo_{EF} = 1,24
	DT38	2,3	1,82	1,32	
	DT40	0,8	0,32	0,23	
	DT42	1	0,43	0,31	
	DT44	1,3	0,67	0,49	
	DT50	1,1	0,69	0,5	
	DT53	0,5	0,15	0,11	
	DT54	1	2,12	1,54	
	DT56	0,4	0,25	0,18	
	DT57	1,6	0,71	0,51	
	DT65	6,5	2,07	1,5	
	DT68	2,7	0,55	0,4	
	DT70	4,7	1,28	0,93	
	DT72	1,5	0,85	0,62	
	DT73	4	0,85	0,62	
	DT74	3,2	0,61	0,45	
	DT76	17,7	6,09	4,43	
	DT77	0,5	0,1	0,07	
	DT82	3,3	0,92	0,67	
	DT84	5	1,86	1,35	
	DT85	7,2	1,75	1,27	
	DT88	3,7	1,82	1,32	
	DT90	1,2	0,3	0,22	
	DT92	5	2,28	1,66	
	DT98	1,1	0,34	0,25	
	DT99	3,9	0,97	0,71	
Emzik Beleni	HE27	1,8	1,08	0,79	Mo = 0,96 Mo/Al = 0,59 Mo_{EF} = 0,43
	HE28	0,9	0,3	0,22	
	HE29	0,9	0,41	0,3	
	HE32	0,5	0,26	0,19	
	HE34	0,8	0,32	0,23	
	HE41	0,5	0,55	0,4	
	HE42	1,3	1,19	0,87	
Harmanck Dere	HD3	0,4	0,06	0,05	Mo = 3,49 Mo/Al = 1,32 Mo_{EF} = 0,96
	HD14	13,6	5,24	3,81	
	HD17	4,7	1,25	0,91	
	HD21	2,7	0,75	0,54	
	HD22	0,7	0,22	0,16	
	HD23	5,4	1,94	1,41	
	HD25	7,6	3,22	2,34	
	HD27	0,7	0,26	0,19	
	HD29	2,1	0,58	0,42	

Çizelge 4.12 Çalışma alanına ait örneklerin Mo, Mo/Al, Mo_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	Mo (ppm)	(Mo/Al)x10 ⁻⁴	Mo _{EF}	Ortalamalar
Harmancık Dere	HD32	0,7	0,21	0,16	Mo = 3,49 Mo/Al = 1,32 MoEF = 0,96
	HD38	0,8	0,75	0,55	
	HD45	1,8	1,16	0,84	
	HD47	2,4	0,89	0,65	
	HD50	5,2	1,95	1,42	
Karanlık Dere	KD2	20	4,1	2,98	Mo = 5,25 Mo/Al = 1,76 MoEF = 1,28
	KD3	7,4	2,37	1,72	
	KD4	0,5	0,69	0,5	
	KD5	0,4	0,29	0,21	
	KD18	1	2,49	1,81	
	KD22	3	0,6	0,44	
	KD25	8	2,66	1,94	
	KD26	6,4	2,07	1,5	
	KD30	4,2	1,49	1,08	
	KD31	7	1,75	1,27	
	KD38	4,1	1,38	1	
	KD39	5,9	2,12	1,54	
	KD42	5,5	2,02	1,47	
	KD44	2,2	1,17	0,85	
	KD47	3,2	1,27	0,92	



Şekil 4.51 Çalışma alanı ÖSK'ların Mo/Al- C_{org} ilişkisi

4.5.3 Uranyum (U)

Uranyum üst kıtasal kabukta ortalama 2.7 ppm gibi düşük konsantrasyonlarda bulunur (Taylor ve McLennan 1985). Uranyum su kolonundan süpürülebilir ve akış partikülünün parçası gibi sedimana bırakılabilir (Anderson 1982, Zheng vd. 2002). Sedimana bırakılan U ortamın indirgenliğine bağlı olarak zenginleşmektedir.

Uranyumun taşınmasının ana prosesi; su kolonundan sedimana $(\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3)^{-4}$ ün difüzyonu şeklinde, Fe'in tekrar taşınma derinliğinde muhtemelen uranit (U(IV)O_2 katı) olarak indirgenmesi ve sonradan adsorblanması ya da birikimi ile gerçekleşmektedir (Barnes ve Cochran 1991, Klinkhammer ve Palmer 1991, Crusius vd. 1996). Bazı deneysel çalışmalar U'un, Fe-Mn oksitlerin bulunduğu indirgen ortamlarda deniz suyundan sediman boşluk suyuna doğru hareket ettiğini göstermiştir (Barnes ve Cochran 1993).

Deniz suyundaki uranyum, karbonat iyonlarına bağlanarak $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{-4}$ formunu oluşturan uranil iyonlarında U(VI) değerlikli olarak bulunmaktadır. Oksik denizel koşullarda çözünmüş U(VI) ne termodinamik olarak tercih edilen U(IV)'a indirgenir ne de partiküller tarafından süpürülür (Anderson vd. 1989). U(VI)'un U(IV)'e indirgenmesi, deniz suyunun karakteristik pH aralığı ve alkalinite değerleri için Fe (III)'in Fe(II)'ye indirgenmesine benzer koşullar altında meydana gelir (Klinkhammer ve Palmer 1991, Crusius vd. 1996, Zheng vd. 2000, Morford vd. 2001, Chaillou vd. 2002, McManus vd. 2005). Otijenik U zenginleşmesinin su kolonunda değil de sedimanda birincil olarak yer alması dikkatleri çekmektedir. Çünkü U(VI)'nın U(IV)'a indirgenmesi serbest H_2S miktarı ile ilintilidir ve su kolonunda Fe ve Mn redoks döngüsü tarafından direkt olarak etkilenmemektedir (Algeo ve Maynard 2004, McManus vd. 2005). Sonuç olarak, sedimanlarda esas U zenginleşme süreci su kolonundan $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{-4}$ difüzyonu, indirgenme reaksiyonları ve UO_2 (uranit, en yaygın form), U_3O_7 veya U_3O_8 olarak adsorpsiyonu veya çökmesi ile gerçekleşmektedir (Klinkhammer ve Palmer 1991, Crusius vd. 1996, Zheng vd. 2000, Morford vd. 2001, Chaillou vd. 2002, McManus vd. 2005). Zenginleşmenin su kolonunda değil sediman içinde meydana gelmesinden dolayı, oksijenin giriş derinliği ve sedimantasyon oranı önem arz etmektedir.

U'yu sedimanlara bırakan faktörlere ek olarak, eğer oksijen otijenik U'un biriktiğı derinliklere sızar ise U sedimanlar içinde remobilize olabilmektedir (Morford vd. 2001, Zheng vd. 2002a,b, McManus vd. 2005). Oksijen sızma derinliğindeki artış, ya taban suyu oksijen bolluğundaki artma ya da organik madde birikimindeki azalma (veya her ikisinde) veya biyotürbasyon/biyoirrigasyon derinliğindeki mevsimsel değişiklerden kaynaklanmaktadır. Bu reoksidasyon süreci ya birincil U birikimini ortadan kaldırabilir (örneğin; sedimandan su kolon örtüsüne doğru U kaybı ile) ya da yeniden çökmeye uygun koşulların oluştuğı sedimanlarda başka bir lokasyona birincil U artışı düşey migrasyon ile sonuçlanabilir (McManus vd. 2005).

Uranyum, kil mineralleri ile ilişki gösteren Al_2O_3 ile farklı korelasyonlar göstermektedir. Kayalık Dere ve Doruk Tepe ÖSK'larında U ile Al_2O_3 negatif korelasyon görülürken, Harmancık Dere ÖSK'sında zayıf pozitif korelasyon gözlemlenmiştir. Emzik Beleni ve Karanlık Dere ÖSK'larında ise iyi pozitif korelasyon göstermesi bu bölgede U ve Al_2O_3 zenginleşmesinin birbirleriyle ilişkili olduğunu göstermektedir ($r_{DH} = -0,07$; $r_{DT} = -0,12$; $r_{HE} = 0,70$; $r_{HD} = 0,23$; $r_{KD} = 0,64$). Çalışma alanına ait incelenen örneklerde tüm kesitlerde ortalama şöyle göre uranyum zenginleşmesi belirlenmiştir (Çizelge 4.13, Şekil 4.52). Uranyum ile C_{org} arasındaki ilişkiye bakıldığında Kayalık Dere ve Doruk Tepe kesitlerinde düşük (+), Emzik Beleni kesitinde ise orta (+) pozitif, Karanlık Dere kesitinde düşük (-) korelasyon gözlemlenirken Harmancık Dere kesitinde herhangi bir ilişki tespit edilememiştir (Şekil 4.52).

Çizelge 4.13 Çalışma alanına ait örneklerin U, U/AI, U_{EF} değerleri

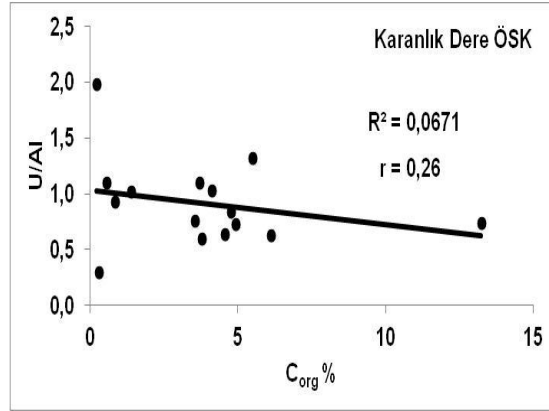
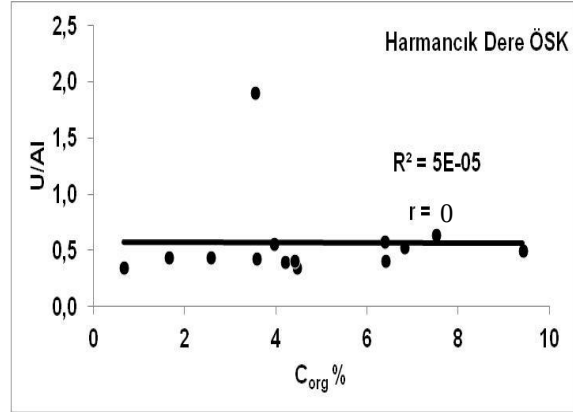
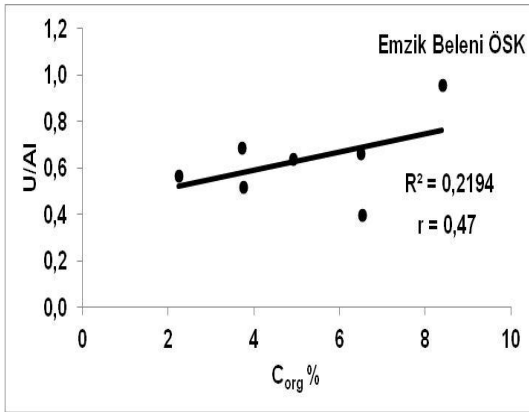
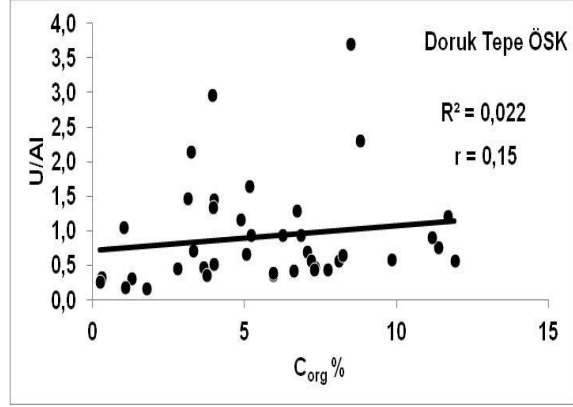
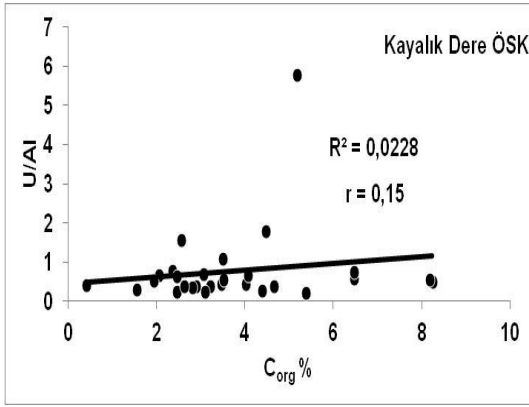
ÖSK Adı	Örnekler	U (ppm)	(U/AI)x10 ⁻⁴	U _{EF}	Ortalamalar
Kayalık Dere	DH29	0,8	1,1	2,39	U = 1,78 U/AI = 0,77 UEF = 1,67
	DH30	0,9	0,21	0,46	
	DH33	1,2	0,43	0,94	
	DH37	1,5	0,39	0,83	
	DH38	1,2	0,77	1,67	
	DH41	1,8	0,65	1,4	
	DH42	1,5	0,66	1,43	
	DH44	1,6	0,58	1,26	
	DH47	0,7	1,56	3,36	
	DH50	1	0,39	0,84	
	DH55	0,7	0,4	0,86	
	DH57	1,8	0,43	0,94	
	DH59	1,1	0,25	0,55	
	DH60	2,2	1,8	3,89	
	DH62	1,5	0,55	1,19	
	DH64	2,3	0,69	1,48	
	DH66	1,3	0,66	1,43	
	DH67	1,4	0,76	1,64	
	DH68	1,8	0,53	1,15	
	DH70	1,5	0,25	0,54	
	DH83	0,9	0,29	0,63	
	DH98	1,7	0,49	1,06	
	DH99	2	0,42	0,9	
	DH101	1,3	0,56	1,2	
	DH102	1,4	0,28	0,61	
	DH103	1,6	0,35	0,76	
	DH105	1,5	0,39	0,85	
	DH110	11,6	5,78	12,5	
Doruk Tepe	DT7	1,7	0,68	1,47	U =2,05 U/AI = 0,93 UEF = 2,00
	DT9	3,4	1,22	2,64	
	DT12	3,2	1,16	2,51	
	DT15	3,8	1,45	3,14	
	DT17	1	0,32	0,68	
	DT20	4,2	3,71	8,02	
	DT23	5,1	2,97	6,43	
	DT25	2,8	0,77	1,66	
	DT27	3,1	0,94	2,03	
	DT28	2,7	1,34	2,9	
	DT29	4,3	2,3	4,98	
	DT31	1,3	0,59	1,27	
	DT32	1,1	0,7	1,52	
	DT33	4	2,14	4,63	

Çizelge 4.13 Çalışma alanına ait örneklerin U, U/AI, U_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	U (ppm)	(U/AI)x10 ⁻⁴	U _{EF}	Ortalamalar
Doruk Tepe	DT35	1,8	1,64	3,55	U = 2,05 U/AI = 0,93 UEF = 2,00
	DT38	1,2	0,95	2,05	
	DT40	1,8	0,72	1,56	
	DT42	1,1	0,47	1,03	
	DT44	1,1	0,57	1,23	
	DT50	1,5	0,94	2,04	
	DT53	0,6	0,18	0,38	
	DT54	0,5	1,06	2,3	
	DT56	0,7	0,44	0,94	
	DT57	1	0,44	0,96	
	DT65	1,8	0,57	1,24	
	DT68	1,6	0,33	0,71	
	DT70	1,7	0,46	1	
	DT72	2,3	1,3	2,81	
	DT73	2,7	0,58	1,24	
	DT74	1	0,19	0,42	
	DT76	1,4	0,48	1,04	
	DT77	1,3	0,26	0,57	
	DT82	1,9	0,53	1,14	
	DT84	1	0,37	0,8	
	DT85	2,7	0,66	1,42	
	DT88	3	1,48	3,19	
	DT90	1,8	0,45	0,97	
	DT92	2	0,91	1,97	
	DT98	1,2	0,37	0,8	
	DT99	1,6	0,4	0,86	
Emzik Beleni	HE27	1,6	0,96	2,08	U = 1,16 U/AI = 0,63 UEF = 1,37
	HE28	1,7	0,57	1,23	
	HE29	1,5	0,69	1,49	
	HE32	1	0,52	1,12	
	HE34	1	0,4	0,86	
	HE41	0,6	0,66	1,43	
	HE42	0,7	0,64	1,39	
Harmanck Dere	HD3	2,2	0,35	0,75	U = 1,58 U/AI = 0,57 UEF = 1,22
	HD14	1,3	0,5	1,08	
	HD17	1,3	0,35	0,75	
	HD21	1,6	0,44	0,96	
	HD22	1,4	0,43	0,94	
	HD23	1,1	0,39	0,85	
	HD25	4,5	1,91	4,12	
	HD27	1,1	0,41	0,88	
	HD29	1,9	0,52	1,13	

Çizelge 4.13 Çalışma alanına ait örneklerin U, U/Al, U_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	U (ppm)	(U/Al)x10 ⁻⁴	U _{EF}	Ortalamalar
Harmancık Dere	HD32	1,4	0,43	0,93	U = 1,58 U/Al = 0,57 UEF = 1,22
	HD38	0,6	0,56	1,22	
	HD45	0,9	0,58	1,25	
	HD47	1,1	0,41	0,89	
	HD50	1,7	0,64	1,38	
Karanlık Dere	KD2	3,6	0,74	1,6	U = 2,26 U/Al = 0,92 UEF = 1,98
	KD3	2,9	0,93	2,01	
	KD4	0,8	1,1	2,39	
	KD5	1,4	1,02	2,21	
	KD18	0,8	1,99	4,3	
	KD22	1,5	0,3	0,65	
	KD25	3,3	1,1	2,37	
	KD26	3,2	1,03	2,23	
	KD30	1,7	0,6	1,3	
	KD31	5,3	1,32	2,86	
	KD38	2,5	0,84	1,82	
	KD39	2,1	0,76	1,63	
	KD42	2	0,73	1,59	
	KD44	1,2	0,64	1,38	
	KD47	1,6	0,63	1,37	



Şekil 4.52 Çalışma alanı ÖSK'ların U/AI- C_{org} ilişkisi

4.5.4 Selenyum (Se)

Siyah şeyllerdeki Se izotopları, geçmişteki redoks ortamlarının gelişimi hakkında bilgi sunan çok kuvvetli işaretlere sahiptir (Mitchell vd. 2012).

Se doğal ortamlarda -II, 0, IV ve VI yüklü oksit formlarında bulunan redoksa duyarlı bir iz elementtir (Elrashidi vd. 1987, Seby vd. 2001) (Şekil 4.53). Bunlardan Selenat (Se VI) oldukça çözülebilir, mobil ve organik madde içerisinde bulunabilmektedir. Selenit ve hidroselenit (Se(IV)) oldukça çözülebilir olmasına rağmen organik madde, kil mineralleri ve oksik minerallerce adsorblanmaktadır. Se (0) elementi düşük çözünürlük ve yavaş mobiliteye sahiptir. Selenitler (Se(-II)) çözülemez metal sülfür mineraller içerisinde ya da organik Se bileşiklerinde bulunabilmektedir (Howard 1977, Balistrieri ve Chao 1990, Nelson vd. 1996, Seby vd. 2001, Johnson 2004, Kulp ve Pratt 2004, Stolz vd. 2006). Kısacası Se, mobilitesi, organik maddedeki tutunumu ve zehirleyici özellikleri ile oksik koşullarına bağlı olarak geniş bir yayılım sunmaktadır. Buna ilave olarak Se, çok önemli bir mikro besleyici ve organik bağ yapma özelliğine sahip bir elementtir.

Se aynı zamanda redoks ortamlarını belirlemede kullanılan belirleyici bir elementtir. Yao vd. (2002) Se bakımından zengin şeyllerin, sığ deniz ortamından derin anoksik ortamlar arasında geniş bir zon içerisinde oluştuğunu savunmuştur. Çalışma sahasındaki Se zenginleşmelerinin 10-100 kat aralığında olduğu tespit edilmiştir. Depolanma ortamının kısmen karbonatlı ve oksik-disoksik redoks koşulunu sağlaması neticesinde Se’de ki bu zenginleşmelerin gerçekleştiği düşünülmektedir.

Çalışma alanına ait incelenen örneklerde Se, şeyl ve Al-normalize edilmiş şeyl oranlarına göre zenginleşmiş durumdadır ve C_{org} ile korelasyonu dikkate alındığında Karanlık Dere ÖSK’sında orta (+), diğer ÖSK’larda ise düşük (+) korelasyon tespit edilmiştir (Şekil 4.54, Çizelge 4.14). Buradan Se’nin düşük derecede C_{org} ’na bağlı zenginleştiği sonucuna varılabilir.

Doğada bulunduğu Oksidasyon durumları	-2	-1	0	+4	+6
Tür	Selenid Organoselenyum		Elementel Selenyum	Selenit	Selenat
Formül	Se^{-2} R-Se-R	Se^{-1}	Se^0	SeO_3^{-2}	SeO_4^{-2}
Jeolojik Örnekler	PbSe Klostalit (Clausenthalite) AgSe Nomanit (Naumannite)	FeSe ₂ Ferrosetit (Ferroletite)	Metalik ve kırmızı, amorf formlar	Killer üzerine adsorblanan oksianyonlar ve oksihidroksitler	CaSeO ₄ , solüsyonda Selenat iyon
Biyolojik olmayan Dönüşümler	Volkanik Emisyon (çıkış) Oksidatif Günlene Suboksik Redüksiyon				
Biyolojik Dönüşümler	Purple Bakteri, Toprak Bakteri (oksidasyon) Selenat indirgen bakteri (Dissimilatory Reduction) Bitkiler, Maya, Mantar, Bakteri (Assimilatory Reduction)				

Şekil 4.53 Selenyumun türleri ve doğal olarak oluşan dönüşümleri (Kulp 2002)

Çizelge 4.14 Çalışma alanına ait örneklerin Se, Se/Al, Se_{EF} değerleri

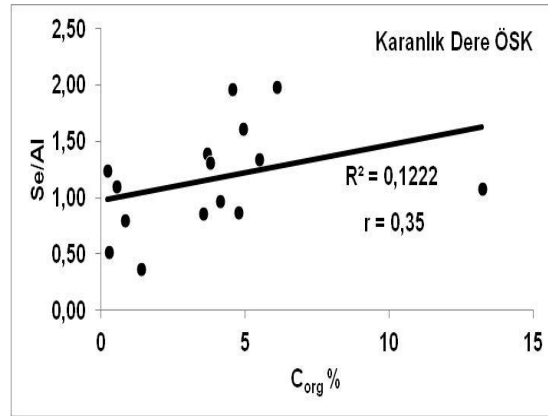
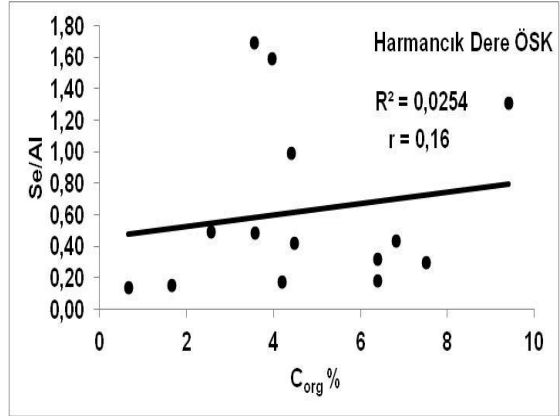
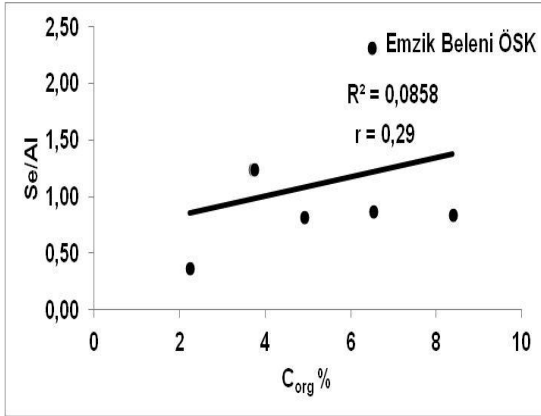
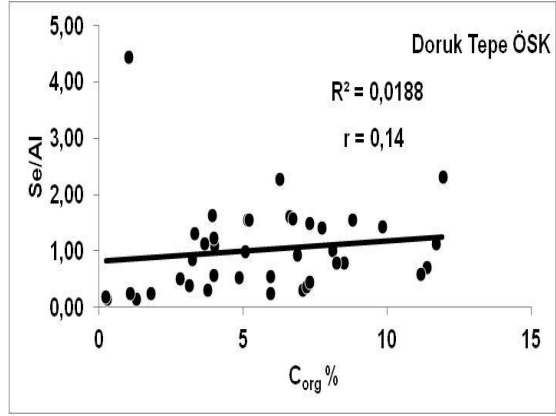
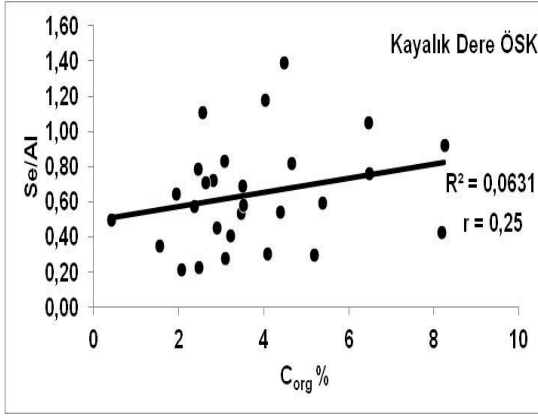
ÖSK Adı	Örnekler	Se (ppm)	(Se/Al)x10 ⁻⁴	Se _{EF}	Ortalamalar
Kayalık Dere	DH29	0,5	0,69	9,19	Se =1,82 Se/Al = 0,64 SeEF = 8,56
	DH30	2,5	0,6	7,95	
	DH33	1,5	0,54	7,21	
	DH37	1,6	0,41	5,49	
	DH38	0,9	0,58	7,71	
	DH41	2,2	0,79	10,6	
	DH42	0,5	0,22	2,93	
	DH44	2,9	1,05	14,1	
	DH47	0,5	1,11	14,8	
	DH50	2,1	0,82	10,9	
	DH55	0,8	0,45	6,03	
	DH57	4,9	1,18	15,8	
	DH59	1	0,23	3,07	
	DH60	1,7	1,39	18,5	
	DH62	1,6	0,58	7,8	
	DH64	2,8	0,84	11,1	
	DH66	0,6	0,31	4,07	
	DH67	1,4	0,76	10,1	
	DH68	2,2	0,65	8,65	
	DH70	1,7	0,28	3,77	
	DH83	1,1	0,35	4,72	
	DH98	3,2	0,92	12,3	
	DH99	2,4	0,5	6,67	
	DH101	1	0,43	5,7	
	DH102	2,7	0,54	7,24	
	DH103	3,3	0,73	9,68	
	DH105	2,7	0,71	9,45	
	DH110	0,6	0,3	3,99	
Doruk Tepe	DT7	2,5	1	13,3	Se =2,20 Se/Al = 1,02 SeEF = 13,66
	DT9	3,2	1,15	15,3	
	DT12	1,5	0,55	7,27	
	DT15	2,9	1,11	14,8	
	DT17	0,5	0,16	2,11	
	DT20	0,9	0,79	10,6	
	DT23	2,8	1,63	21,8	
	DT25	2,6	0,71	9,52	
	DT27	3,1	0,94	12,5	
	DT28	2,5	1,24	16,5	
	DT29	2,9	1,55	20,7	
	DT31	3,2	1,45	19,3	
	DT32	0,5	0,32	4,26	
	DT33	1,6	0,86	11,4	

Çizelge 4.14 Çalışma alanına ait örneklerin Se, Se/Al, Se_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	Se (ppm)	(Se/Al)x10 ⁻⁴	Se _{EF}	Ortalamalar
Doruk Tepe	DT35	1,7	1,55	20,7	Se =2,20 Se/Al = 1,02 SeEF = 13,66
	DT38	2,9	2,29	30,6	
	DT40	3,3	1,33	17,7	
	DT42	3,5	1,51	20,1	
	DT44	4,5	2,33	31,1	
	DT50	2,5	1,57	20,9	
	DT53	0,9	0,26	3,52	
	DT54	2,1	4,46	59,4	
	DT56	2,6	1,62	21,6	
	DT57	3,2	1,42	18,9	
	DT65	1,2	0,38	5,09	
	DT68	0,8	0,16	2,17	
	DT70	1,9	0,52	6,92	
	DT72	2,8	1,58	21,1	
	DT73	4,8	1,02	13,6	
	DT74	1,3	0,25	3,33	
	DT76	3,3	1,14	15,1	
	DT77	1	0,2	2,7	
	DT82	2,1	0,58	7,77	
	DT84	1,5	0,56	7,42	
	DT85	3,3	0,8	10,7	
	DT88	0,8	0,39	5,25	
	DT90	1,8	0,45	6,01	
	DT92	1,3	0,59	7,91	
	DT98	1	0,31	4,1	
	DT99	1	0,25	3,33	
Emzik Beleni	HE27	1,4	0,84	11,2	Se =1,83 Se/Al = 1,10 SeEF = 14,70
	HE28	1,1	0,37	4,91	
	HE29	2,7	1,24	16,6	
	HE32	2,4	1,25	16,6	
	HE34	2,2	0,88	11,7	
	HE41	2,1	2,32	30,9	
	HE42	0,9	0,83	11	
Harmanck Dere	HD3	0,9	0,14	1,89	Se = 1,58 Se/Al = 0,62 SeEF = 8,32
	HD14	3,4	1,31	17,5	
	HD17	1,6	0,43	5,68	
	HD21	1,8	0,5	6,65	
	HD22	0,5	0,16	2,07	
	HD23	0,5	0,18	2,39	
	HD25	4	1,69	22,6	
	HD27	2,7	1	13,3	
	HD29	1,6	0,44	5,89	

Çizelge 4.14 Çalışma alanına ait örneklerin Se, Se/Al, Se_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	Se (ppm)	(Se/Al)x10 ⁻⁴	Se _{EF}	Ortalamalar
Harmancık Dere	HD32	1,6	0,49	6,54	Se = 1,58 Se/Al = 0,62 SeEF = 8,32
	HD38	1,7	1,6	21,3	
	HD45	0,5	0,32	4,28	
	HD47	0,5	0,19	2,48	
	HD50	0,8	0,3	4	
Karanlık Dere	KD2	5,3	1,09	14,5	Se = 3,1 Se/Al = 1,16 SeEF = 15,50
	KD3	2,5	0,8	10,7	
	KD4	0,8	1,1	14,7	
	KD5	0,5	0,36	4,86	
	KD18	0,5	1,24	16,6	
	KD22	2,6	0,52	6,95	
	KD25	4,2	1,4	18,6	
	KD26	3	0,97	12,9	
	KD30	3,7	1,31	17,5	
	KD31	5,4	1,35	18	
	KD38	2,6	0,88	11,7	
	KD39	2,4	0,86	11,5	
	KD42	4,4	1,61	21,5	
	KD44	3,7	1,96	26,2	
	KD47	5	1,98	26,4	



Şekil 4.54 Çalışma Alanı ÖSK'ların Se/Al- C_{org} ilişkisi

4.5.5 Mangan (Mn)

Deniz suyu kolonu ve sedimanlar içerisinde bulunan mangan zenginleşmeleri redoks ortamların belirlenmesinde kullanılan bir indekstir (Calvert ve Pedersen 1993). Anoksik depolanma ortamlarında Mn zenginleşmeleri tipik olarak Mn karbonatlar şeklinde olmaktadır (Jakobsen ve Postma 1989, Manheim 1961, Sternbeck ve Sohlenius 1997, Suess 1979).

Mn karbonatların taban suyu oksijenlenme periyotları boyunca Mn oksitlerden türediği düşünülmektedir (Calvert ve Pedersen 1996, Huckriede ve Meischner 1996). Baltık ve Karadeniz havzasındaki sediman içerisindeki Mn verileri, Mn zenginleşmelerinin aynı zamanda anoksik taban suyu tarafından örtülmüş sedimanlar içerisinde gerçekleştiğini göstermektedir. Fe miktarındaki artışla beraber oluşan H_2S varlığında Mn zenginleşmesi Mn sülfidler şeklinde olmaktadır (Böttcher ve Huckriede 1997, Lepland ve Stevens 1998). Son olarak Mn zenginleşmelerinin diğer bir kaynağı da; oksik taban sularında hızlı sediman birikimi, Mn oksit yığılması ve gömülme esnasında Mn oksitlerin Mn karbonata dönüşmesidir (Macdonald ve Gobeil 2012).

Deniz kıyısı taban su kolonu içerisindeki Mn kaynağı, nehir girdilerindeki (Ahl 1977, Martin ve Meybeck 1979) ve sedimanlardan serbest kalan minerallerdir (Sundby vd. 1981, Yeats vd. 1979). Oksik taban sularında yer alan sediman içerisindeki çözünmüş Mn oksitlenip Mn oksitlere dönüşerek yüzey kısımlara hareket eder ve burada sedimanlarca tutulur (Slomp vd. 1997). Su kolonundaki Mn tekrar oksitlenebilir ve Mn oksit bileşikleri şeklinde sediman çökelimine katılır (Dellwig ve Leipe 2010, Turnewitsch ve Pohl 2010) ya da çözünmüş veya partiküler şeklinde yanal olarak taşınabilir. Oksik şelflerden derin basenlere yanal olarak taşınan Mn burada hapsedilmekte ve otijenik mineraller formunda birirmektedir (Lyons ve Severmann 2006).

Önceki çalışmalara dayanarak (Maynard 2003), sediman içerisindeki otijenik Mn zenginleşmeleri için iki önemli mekanizmadan söz edilmektedir. Birincisi; derin anoksik okyanuslardan gelen çözünmüş Mn ve bunun oksijenli sığ deniz ortamında

ökөлmesi (Kirschvink vd. 2000, Maynard 2003). İkincisi ise; okyanusal ve kıtasal kabuktan gelen Mn ve bunun hidrotermal aktivitelerce desteklenen sedimanlarda birikmesidir (Maynard 2003).

Sonuç olarak Mn'ın, indirgenmiş sedimanlarda çok hareketli olmasının nedeni ya su kolonuna kaçabilir özelliğı olması ya da otijenik Mn-karbonat veya oksitleri şeklinde bileşik oluşturabilmesidir. Böylece, OM'ce zengin sedimanlarda ve sedimanter kayalarda Mn ve toplam organik karbon (TOC) arasında negatif bir korelasyon sıkça gözlenirse de Mn redoks belirleyicisi olarak kullanılamaz.

İncelenen örneklerin ortalama Mn zenginleşmeleri şeyl ortalamasına ve Al-normalize edilmiş şeyl ortalamasına göre yüksek olup maksimum 11,29'lara varan zenginleşmeler sergilemektedir (Çizelge 4.15). Mn'nın C_{org} ile olan ilişkisine bakıldığında ise Emzik Beleni kesiti hariç (orta pozitif korelasyon) diğer kesitlerde negatif bir ilişki tespit edilmemiştir (Şekil 4.55). Bu durum manganın genelde organik madde ile bir ilişkisinin olmadığını göstermektedir.

Çizelge 4.15 Çalışma alanına ait örneklerin Mn, Mn/Al, Mn_{EF} değerleri

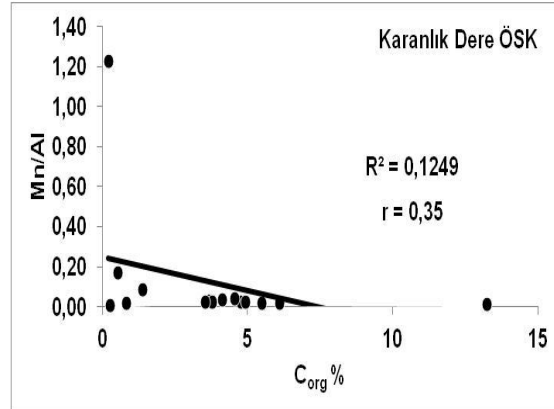
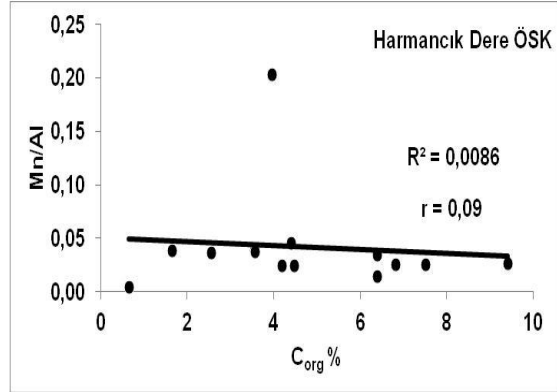
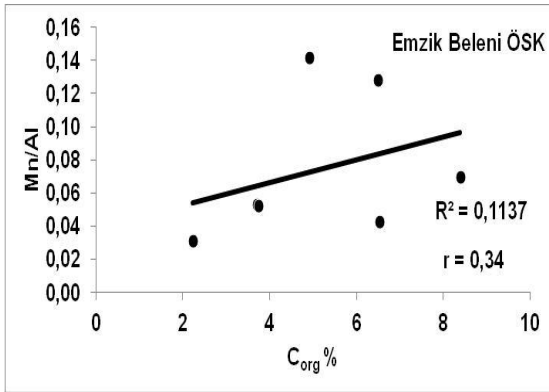
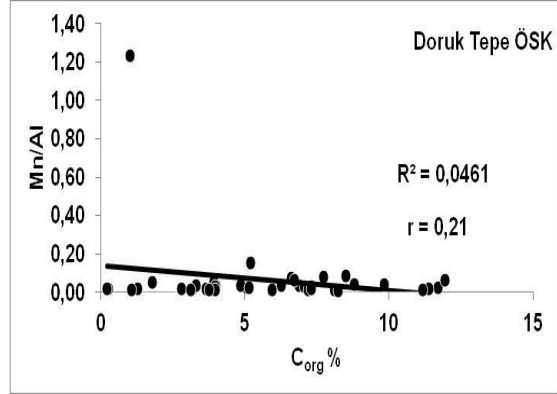
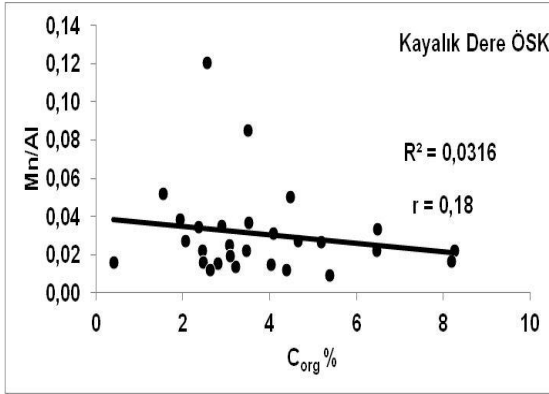
ÖSK Adı	Örnekler	Mn (%)	(Mn/Al)	Mn _{EF}	Ortalamalar
Kayalık Dere	DH29	0,06	0,09	8,04	Mn = 0,07 Mn/Al = 0,03 MnEF = 2,90
	DH30	0,04	0,01	0,87	
	DH33	0,06	0,02	2,1	
	DH37	0,05	0,01	1,31	
	DH38	0,05	0,03	3,28	
	DH41	0,06	0,02	2,1	
	DH42	0,06	0,03	2,56	
	DH44	0,06	0,02	2,12	
	DH47	0,05	0,12	11,3	
	DH50	0,07	0,03	2,56	
	DH55	0,06	0,04	3,3	
	DH57	0,06	0,01	1,41	
	DH59	0,07	0,02	1,51	
	DH60	0,06	0,05	4,77	
	DH62	0,1	0,04	3,46	
	DH64	0,09	0,03	2,39	
	DH66	0,06	0,03	2,97	
	DH67	0,06	0,03	3,17	
	DH68	0,13	0,04	3,65	
	DH70	0,12	0,02	1,82	
	DH83	0,16	0,05	4,93	
	DH98	0,08	0,02	2,1	
	DH99	0,08	0,02	1,52	
	DH101	0,04	0,02	1,56	
	DH102	0,06	0,01	1,17	
	DH103	0,07	0,02	1,44	
	DH105	0,05	0,01	1,15	
	DH110	0,05	0,03	2,54	
Doruk Tepe	DT7	0,06	0,02	2,32	Mn = 0,10 Mn/Al = 0,07 MnEF = 6,21
	DT9	0,08	0,03	2,62	
	DT12	0,1	0,04	3,44	
	DT15	0,09	0,04	3,34	
	DT17	0,06	0,02	1,85	
	DT20	0,1	0,09	8,37	
	DT23	0,09	0,05	5,1	
	DT25	0,08	0,02	2	
	DT27	0,12	0,04	3,54	
	DT28	0,06	0,03	2,89	
	DT29	0,08	0,04	3,9	
	DT31	0,09	0,04	3,95	
	DT32	0,05	0,03	2,79	
	DT33	0,05	0,03	2,73	

Çizelge 4.15 Çalışma alanına ait örneklerin Mn, Mn/Al, Mn_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	Mn (%)	(Mn/Al)	Mn _{EF}	Ortalamalar
Doruk Tepe	DT35	0,03	0,03	2,66	Mn =0,10 Mn/Al =0,07 MnEF = 6,21
	DT38	0,05	0,04	3,46	
	DT40	0,09	0,04	3,52	
	DT42	0,07	0,03	2,83	
	DT44	0,12	0,06	6,04	
	DT50	0,25	0,16	14,6	
	DT53	0,18	0,05	4,92	
	DT54	0,58	1,23	116	
	DT56	0,12	0,08	7,25	
	DT57	0,19	0,09	8,06	
	DT65	0,05	0,02	1,62	
	DT68	0,1	0,02	1,93	
	DT70	0,07	0,02	1,79	
	DT72	0,12	0,07	6,19	
	DT73	0,06	0,01	1,24	
	DT74	0,09	0,02	1,54	
	DT76	0,05	0,02	1,76	
	DT77	0,12	0,02	2,21	
	DT82	0,05	0,02	1,42	
	DT84	0,05	0,02	1,62	
	DT85	0,05	0,01	1,06	
	DT88	0,03	0,02	1,43	
	DT90	0,09	0,02	2,01	
	DT92	0,04	0,02	1,66	
	DT98	0,05	0,01	1,35	
	DT99	0,05	0,01	1,28	
Emzik Beleni	HE27	0,12	0,07	6,56	Mn =0,12 Mn/Al =0,07 MnEF = 6,99
	HE28	0,09	0,03	2,93	
	HE29	0,12	0,05	5,03	
	HE32	0,1	0,05	4,92	
	HE34	0,11	0,04	4,06	
	HE41	0,12	0,13	12,1	
	HE42	0,15	0,14	13,4	
Harmanck Dere	HD3	0,03	0	0,46	Mn = 0,10 Mn/Al =0,04 MnEF = 3,93
	HD14	0,07	0,03	2,53	
	HD17	0,09	0,02	2,33	
	HD21	0,13	0,04	3,43	
	HD22	0,12	0,04	3,62	
	HD23	0,07	0,02	2,35	
	HD25	0,09	0,04	3,71	
	HD27	0,12	0,05	4,3	
	HD29	0,09	0,03	2,42	

Çizelge 4.15 Çalışma alanına ait örneklerin Mn, Mn/Al, Mn_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	Mn (%)	(Mn/Al)	Mn _{EF}	Ortalamalar
Harmancık Dere	HD32	0,12	0,04	3,58	Mn = 0,10 Mn/Al =0,04 MnEF = 3,93
	HD38	0,22	0,2	19,2	
	HD45	0,05	0,03	3,28	
	HD47	0,04	0,01	1,36	
	HD50	0,07	0,03	2,46	
Karanlık Dere	KD2	0,07	0,01	1,34	Mn = 0,11 Mn/Al =0,12 MnEF =11,29
	KD3	0,07	0,02	2,1	
	KD4	0,12	0,17	16,1	
	KD5	0,12	0,09	8,51	
	KD18	0,5	1,23	116	
	KD22	0,04	0,01	0,73	
	KD25	0,1	0,03	3,15	
	KD26	0,12	0,04	3,53	
	KD30	0,08	0,03	2,58	
	KD31	0,09	0,02	2,18	
	KD38	0,08	0,03	2,45	
	KD39	0,07	0,03	2,36	
	KD42	0,07	0,03	2,41	
	KD44	0,08	0,04	3,87	
	KD47	0,05	0,02	2,02	



Şekil 4.55 Çalışma alanı ÖSK'ların Mn/Al-Corg ilişkisi

4.5.6 Fosfor (P)

Fosfor yerküre yaşamının her formu için gerekli olup aynı derecede metabolik süreçlerde de temel rol oynayan ve iskelet materyalinin majör bileşenini oluşturan önemli bir elementtir. Fosfor DNA ve RNA ve aynı zamanda birçok enzim, fosfolipidler ve diğer biyomoleküller içinde yapısal bir elementtir. Fosfor % 0.01'lik düşük bir ortalama ile yerkabuğunda bulunmasına rağmen, pek çok denizel sedimanda ve sedimanter kayaçta yüksek içerik göstermektedir (Mackenzie vd. 1993, Trappe 1998). Sedimanlarda ve sedimanter kayaçlarda P'un dağılımı OM'nin mevcudiyetine bağlı olmasına rağmen, muhtemel yüksek üretkenlik sonucu, bir belirleyici olarak P'un kullanımı alt kısımlarda açıklandığı üzere çok net değildir.

Sedimana taşınan esas P kaynağı sediman-su arayüzeyine ulaşan ölü fitoplankton kütlelerinin yanı sıra balık pulları ve kemiklerdir. Genellikle P, sediman-su arayüzeyi altında oksik, suboksik ve anoksik bakteriyel degradasyon süresince OM'nin bozulmasından PO_4^{-3} olarak serbest bırakılır.

Genel anlamda, gözenek sularından remineralize olan fosfor ya sedimandan geri su kolonuna kaçabilir ya da sediman içinde çöktülebilir ve tutunabilir formdadır (Span vd. 1992, Louchouart vd. 1997, Kidder vd. 2003).

Sedimanter OM'yi tüketen bakteriyel reaksiyonlar P'un sulu PO_4^{-3} 'e organik olarak bağlanmasını yeniden sağlar. Anoksik koşullar altında, fosfor böylece genelde sediman-su ara yüzeyinden su kolonuna geri döner. Bu P çevrimi çok etkilidir: sadece % 1'lik organik fosforun çevrimden kurtulduğu, sediman ve sedimanter kayaçlarda tutulduğu tahmin edilmektedir (Benitez-Nelson 2000). Böylece taban suyundan serbest bırakılmış fosfor, fotik zona tekrar dönebilir ve fitoplankton üretkenliğini destekleyebilir (Tyson ve Pearson 1991, Ingall vd. 1993, Van Cappellen ve Ingall 1994, Ingall ve Jahnke 1997, Vink vd. 1997, Filippelli 1997, 2001, Slomp vd. 2003).

Sucul sistemlerde P esas olarak duraylı fosfat oksianyonlar (HPO_4^{-2}) şeklinde bulunur ve kıtalardan okyanusa genelde nehirler vasıtasıyla taşınmaktadır (März 2007). Fosfat direkt redoksa duyarlı olmayıp güçlü olarak Fe ve organik maddenin döngülerine

bağlıdır. Fe oksihidroksitler geniş miktarlardaki fosfatı sadece adsorb etmez aynı zamanda fosfat Fe oksihidroksitlerin oluşumu süresince birlikte çökebilir. Böylece Fe oksihidroksitler deniz tabanına P taşınması için önemli bir rol oynamaktadır (Feely vd. 1990, Slomp vd. 1996, Poulton ve Canfield 2006). Diğer bir P taşınma şekli denizel organik maddeleri vasıtasıyla olabilmektedir. Fe-P birlikteliği sadece eğer Fe oksihidroksitler oksitken sülfidik olmayan koşullara kadar olan koşullar altında denizel sular ve sedimanlarda korunursa aktif olabilmektedir. Fe oksihidroksitlerin disolüsyonu çevre sulara fosfatı serbest bırakmaktadır.

Genel olarak incelenen örneklerde ortalama şeyllere göre P zenginleşmesi belirlenmiştir (Çizelge 4.16, Şekil 4.56).

Çalışma alanına ait bitümlü örneklerle ait C_{org} ile P konsantrasyonları incelendiğinde; Kayalık Dere ve Doruk Tepe ÖSK’larda düşük pozitif bir ilişki tespit edilirken diğer ÖSK’larda herhangi bir ilişki tespit edilememiştir.. Bu durum P’un kaynağının organik madde tarafından kontrol edilmediğini göstermektedir. Kayalık Dere ÖSK’sında P zenginleşmesi gözlemlenmezken diğer ÖKS’larda bir zenginleşmeden bahsedebiliriz. Bunun yanı sıra fosfor, Fe, Ca, U ve Sr ile orta-iyi pozitif korelasyonlar sergilemektedir. Depolanma ortamının Ca bakımından oldukça zengin olmasına bağlı olarak bahsi geçen elementlerin karbonata bağlı olarak zenginleştiği söylenebilir.

Çizelge 4.16 Çalışma alanına ait örneklerin P, P/AI, P_{EF} değerleri

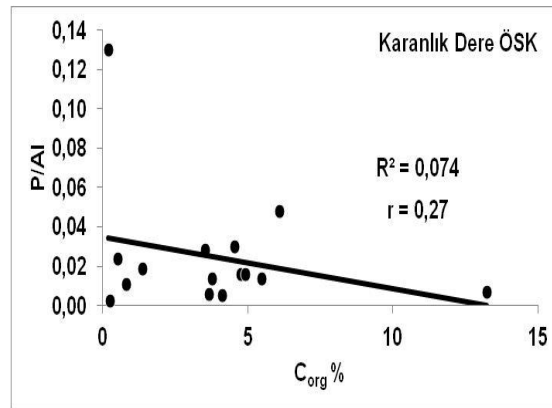
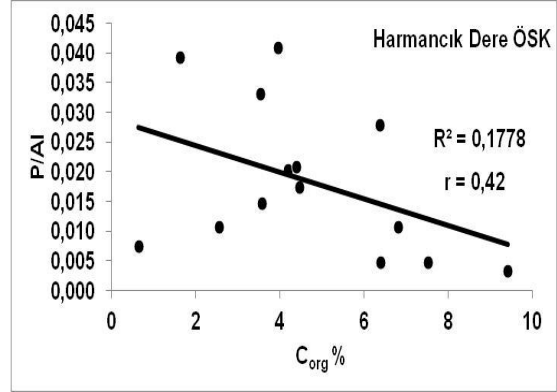
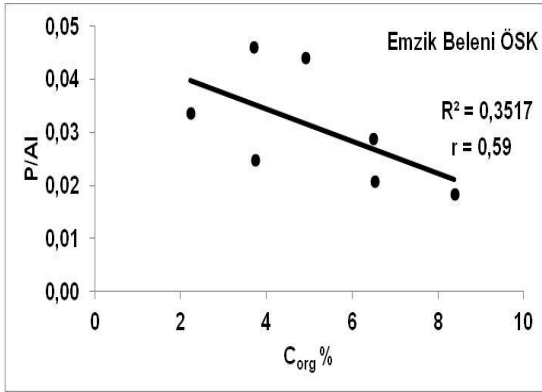
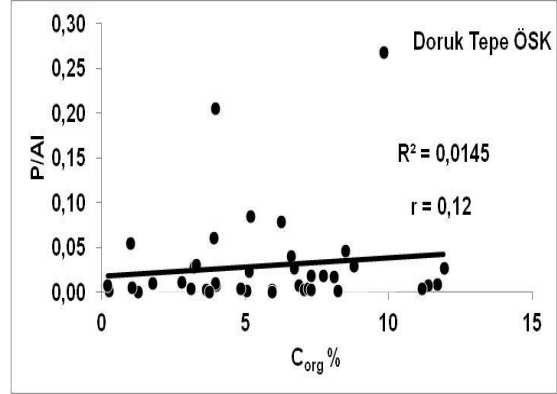
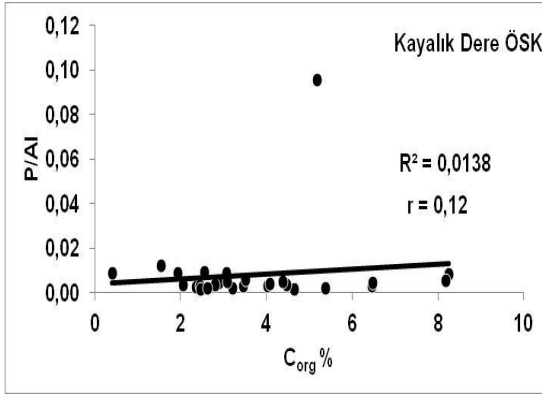
ÖSK Adı	Örnekler	P (%)	(P/AI)	P _{EF}	Ortalamalar
Kayalık Dere	DH29	0	0,01	0,69	P = 0,02 P/AI = 0,01 PEF = 0,95
	DH30	0,01	0	0,24	
	DH33	0,01	0	0,36	
	DH37	0,01	0	0,26	
	DH38	0	0	0,32	
	DH41	0,01	0	0,36	
	DH42	0,01	0	0,44	
	DH44	0,01	0	0,36	
	DH47	0	0,01	1,11	
	DH50	0	0	0,19	
	DH55	0,01	0	0,56	
	DH57	0,01	0	0,36	
	DH59	0,01	0	0,23	
	DH60	0	0	0,41	
	DH62	0,02	0,01	0,73	
	DH64	0,03	0,01	1,04	
	DH66	0,01	0	0,51	
	DH67	0,01	0	0,54	
	DH68	0,03	0,01	1,03	
	DH70	0,03	0,01	0,58	
	DH83	0,04	0,01	1,44	
	DH98	0,03	0,01	1,01	
	DH99	0,04	0,01	1,04	
	DH101	0,01	0,01	0,64	
	DH102	0,03	0,01	0,6	
	DH103	0,02	0	0,44	
	DH105	0,01	0	0,26	
	DH110	0,19	0,1	10,9	
Doruk Tepe	DT7	0	0	0,2	P = 0,06 P/AI = 0,03 PEF = 3,39
	DT9	0,03	0,01	1,07	
	DT12	0,01	0	0,54	
	DT15	0,02	0,01	0,95	
	DT17	0	0	0,16	
	DT20	0,05	0,05	5,28	
	DT23	0,1	0,06	6,98	
	DT25	0,03	0,01	0,96	
	DT27	0,03	0,01	0,91	
	DT28	0,41	0,21	23,5	
	DT29	0,06	0,03	3,47	
	DT31	0,59	0,27	30,7	
	DT32	0	0	0,32	
	DT33	0,05	0,03	3,2	

Çizelge 4.16 Çalışma alanına ait örneklerin P, P/Al, P_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	Mn (%)	(Mn/Al)	Mn _{EF}	Ortalamalar
Doruk Tepe	DT35	0,03	0,02	2,73	P =0,06 P/Al = 0,03 PEF = 3,39
	DT38	0,1	0,08	9,07	
	DT40	0,08	0,03	3,61	
	DT42	0,04	0,02	2,15	
	DT44	0,05	0,03	3,1	
	DT50	0,14	0,08	9,71	
	DT53	0,03	0,01	1,17	
	DT54	0,03	0,06	6,35	
	DT56	0,07	0,04	4,65	
	DT57	0,04	0,02	2,21	
	DT65	0,01	0	0,48	
	DT68	0,01	0	0,3	
	DT70	0,04	0,01	1,36	
	DT72	0,05	0,03	3,1	
	DT73	0,08	0,02	2,02	
	DT74	0,03	0,01	0,67	
	DT76	0,01	0	0,34	
	DT77	0,04	0,01	0,91	
	DT82	0,04	0,01	1,25	
	DT84	0,01	0	0,37	
	DT85	0,01	0	0,24	
	DT88	0,01	0	0,49	
	DT90	0,01	0	0,37	
	DT92	0,01	0	0,46	
	DT98	0	0	0,15	
	DT99	0	0	0,12	
Emzik Beleni	HE27	0,03	0,02	2,09	P =0,06 P/Al = 0,03 PEF = 3,54
	HE28	0,1	0,03	3,84	
	HE29	0,1	0,05	5,27	
	HE32	0,05	0,02	2,85	
	HE34	0,05	0,02	2,38	
	HE41	0,03	0,03	3,31	
	HE42	0,05	0,04	5,03	
Harmanlık Dere	HD3	0,05	0,01	0,86	P = 0,05 P/Al = 0,02 PEF = 2,10
	HD14	0,01	0	0,38	
	HD17	0,07	0,02	1,99	
	HD21	0,04	0,01	1,24	
	HD22	0,13	0,04	4,49	
	HD23	0,06	0,02	2,32	
	HD25	0,08	0,03	3,8	
	HD27	0,06	0,02	2,39	
	HD29	0,04	0,01	1,24	

Çizelge 4.16 Çalışma alanına ait örneklerin P, P/Al, P_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	Mn (%)	(Mn/Al)	Mn _{EF}	Ortalamalar
Harmancık Dere	HD32	0,05	0,01	1,68	P = 0,05 P/Al = 0,02 PEF = 2,10
	HD38	0,04	0,04	4,69	
	HD45	0,04	0,03	3,21	
	HD47	0,01	0	0,56	
	HD50	0,01	0	0,56	
Karanlık Dere	KD2	0,03	0,01	0,82	P = 0,04 P/Al = 0,02 PEF = 2,84
	KD3	0,03	0,01	1,28	
	KD4	0,02	0,02	2,75	
	KD5	0,03	0,02	2,18	
	KD18	0,05	0,13	14,9	
	KD22	0,01	0	0,3	
	KD25	0,02	0,01	0,66	
	KD26	0,02	0,01	0,64	
	KD30	0,04	0,01	1,59	
	KD31	0,06	0,01	1,62	
	KD38	0,05	0,02	1,85	
	KD39	0,08	0,03	3,23	
	KD42	0,04	0,02	1,83	
	KD44	0,06	0,03	3,44	
	KD47	0,12	0,05	5,53	



Şekil 4.56 $P/Al-C_{org}$ korelasyon grafikleri

4.5.7 Kadmiyum (Cd)

Ni, Cu ve Zn'un tersine Cd, su kolonunda ve sedimanlarda Cd(II) formunda mevcuttur ve nispeten kısa bir konaklama zamanına sahip besin benzeri davranışa sahiptir (Boyle 1981, 1988, Rosenthal vd. 1995, 1997, Morford ve Emerson 1999). Kadmiyum esas olarak OM ile ilişkili olarak denizel sedimana (Piper ve Perkins 2004) ve OM bozulması süresince sediman içi boşluk sularına serbest bırakılır ve muhtemelen sülfid formunda otijenik olarak sedimanlarda zenginleşir (Gobeil vd. 1997, Morford ve Emerson 1999, Morford vd. 2001). H₂S varlığında, Cd muhtemelen FeS eşçökeliminden ziyade çözünemez sülfid fazını (CdS) oluşturur (Huerta-Diaz ve Morse 1992). Kadmiyum hem hafif hem de güçlü indirgeyici sedimanlarda zenginleşir (Calvert ve Pedersen 1993, Rosenthal vd. 1995, Russell ve Morford 2001, Chaillou vd. 2002). Bunların yanı sıra hidroksiapatitte Ca'un yerini kolayca alabilen Cd, fosforitlerde güçlü olarak zenginleşebilir (Middleburg ve Comans 1991, Jarvis vd. 1994).

İncelenen örneklerde ortalama şöyle göre çok az bir Cd zenginleşmesi tespit edilmiştir (Çizelge 4.17).

Çalışma alanı Emzik Beleni ve Harmancık Dere ÖSK'sına ait örneklerdeki C_{org}, Cd ile orta-düşük pozitif bir korelasyon sergilerken diğer ÖSK'larımızda herhangi bir ilişkiye rastlanmamıştır. Bu durum yukarıda anlatılan faktörlerle ilişkili olarak depolanma ortamımızın fazla sülfidik olmaması ve H₂S bakımından zayıf olmasına bağlanabilir (Şekil 4.57).

Çizelge 4.17 Çalışma alanına ait örneklerin Cd, Cd/Al, Cd_{EF} değerleri

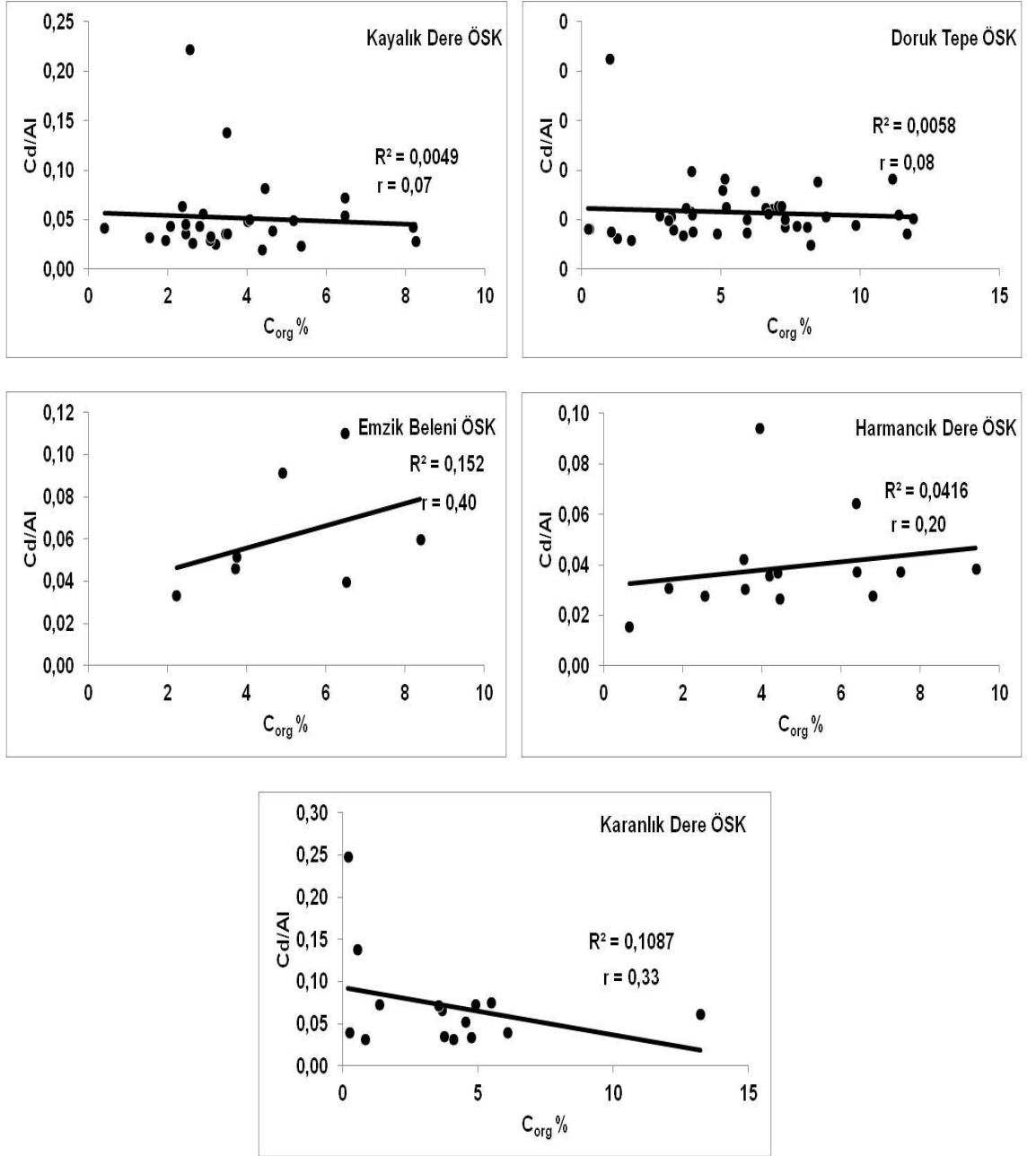
ÖSK Adı	Örnekler	Cd (ppm)	(Cd/Al)x10 ⁻⁴	Cd _{EF}	Ortalamalar
Kayalık Dere	DH29	0,1	0,14	3,68	Cd = 0,12 Cd/Al = 0,05 Cd_{EF} = 1,39
	DH30	0,1	0,02	0,64	
	DH33	0,1	0,04	0,96	
	DH37	0,1	0,03	0,69	
	DH38	0,1	0,06	1,71	
	DH41	0,1	0,04	0,96	
	DH42	0,1	0,04	1,17	
	DH44	0,2	0,07	1,94	
	DH47	0,1	0,22	5,93	
	DH50	0,1	0,04	1,04	
	DH55	0,1	0,06	1,51	
	DH57	0,2	0,05	1,29	
	DH59	0,2	0,05	1,23	
	DH60	0,1	0,08	2,18	
	DH62	0,1	0,04	0,97	
	DH64	0,1	0,03	0,8	
	DH66	0,1	0,05	1,36	
	DH67	0,1	0,05	1,45	
	DH68	0,1	0,03	0,79	
	DH70	0,2	0,03	0,89	
	DH83	0,1	0,03	0,86	
	DH98	0,1	0,03	0,77	
	DH99	0,2	0,04	1,11	
	DH101	0,1	0,04	1,14	
	DH102	0,1	0,02	0,54	
	DH103	0,2	0,04	1,17	
	DH105	0,1	0,03	0,7	
	DH110	0,1	0,05	1,33	
Doruk Tepe	DT7	0,2	0,08	2,13	Cd =0,14 Cd/Al = 0,06 Cd_{EF} = 1,54
	DT9	0,1	0,04	0,96	
	DT12	0,1	0,04	0,97	
	DT15	0,1	0,04	1,02	
	DT17	0,1	0,03	0,84	
	DT20	0,1	0,09	2,35	
	DT23	0,1	0,06	1,56	
	DT25	0,2	0,05	1,46	
	DT27	0,2	0,06	1,62	
	DT28	0,2	0,1	2,64	
	DT29	0,1	0,05	1,43	
	DT31	0,1	0,05	1,21	
	DT32	0,1	0,06	1,7	
	DT33	0,1	0,05	1,43	

Çizelge 4.17 Çalışma alanına ait örneklerin Cd, Cd/Al, Cd_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	Cd (ppm)	(Cd/Al)x10 ⁻⁴	Cd _{EF}	Ortalamalar
Doruk Tepe	DT35	0,1	0,09	2,43	Cd = 0,14 Cd/Al = 0,06 CdEF = 1,54
	DT38	0,1	0,08	2,11	
	DT40	0,1	0,04	1,07	
	DT42	0,1	0,04	1,15	
	DT44	0,1	0,05	1,38	
	DT50	0,1	0,06	1,67	
	DT53	0,1	0,03	0,78	
	DT54	0,1	0,21	5,66	
	DT56	0,1	0,06	1,66	
	DT57	0,1	0,04	1,18	
	DT65	0,2	0,06	1,7	
	DT68	0,2	0,04	1,09	
	DT70	0,2	0,05	1,46	
	DT72	0,1	0,06	1,51	
	DT73	0,2	0,04	1,14	
	DT74	0,2	0,04	1,02	
	DT76	0,1	0,03	0,92	
	DT77	0,2	0,04	1,08	
	DT82	0,2	0,06	1,48	
	DT84	0,1	0,04	0,99	
	DT85	0,1	0,02	0,65	
	DT88	0,1	0,05	1,31	
	DT90	0,2	0,05	1,33	
	DT92	0,2	0,09	2,43	
	DT98	0,2	0,06	1,64	
	DT99	0,2	0,05	1,33	
Emzik Beleni	HE27	0,1	0,06	1,6	Cd = 0,10 Cd/Al = 0,06 CdEF = 1,65
	HE28	0,1	0,03	0,89	
	HE29	0,1	0,05	1,23	
	HE32	0,1	0,05	1,38	
	HE34	0,1	0,04	1,06	
	HE41	0,1	0,11	2,95	
	HE42	0,1	0,09	2,45	
Harmanck Dere	HD3	0,1	0,02	0,42	Cd = 0,10 Cd/Al = 0,04 CdEF = 1,04
	HD14	0,1	0,04	1,03	
	HD17	0,1	0,03	0,71	
	HD21	0,1	0,03	0,74	
	HD22	0,1	0,03	0,83	
	HD23	0,1	0,04	0,96	
	HD25	0,1	0,04	1,13	
	HD27	0,1	0,04	0,98	
	HD29	0,1	0,03	0,74	

Çizelge 4.17 Çalışma alanına ait örneklerin Cd, Cd/Al, Cd_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	Cd (ppm)	(Cd/Al)x10 ⁻⁴	Cd _{EF}	Ortalamalar
Harmancık Dere	HD32	0,1	0,03	0,82	Cd = 0,10 Cd/Al = 0,04 CdEF = 1,04
	HD38	0,1	0,09	2,51	
	HD45	0,1	0,06	1,71	
	HD47	0,1	0,04	0,99	
	HD50	0,1	0,04	1	
Karanlık Dere	KD2	0,3	0,06	1,64	Cd = 0,15 Cd/Al = 0,07 CdEF = 1,91
	KD3	0,1	0,03	0,85	
	KD4	0,1	0,14	3,68	
	KD5	0,1	0,07	1,95	
	KD18	0,1	0,25	6,63	
	KD22	0,2	0,04	1,07	
	KD25	0,2	0,07	1,77	
	KD26	0,1	0,03	0,86	
	KD30	0,1	0,04	0,94	
	KD31	0,3	0,07	2	
	KD38	0,1	0,03	0,9	
	KD39	0,2	0,07	1,92	
	KD42	0,2	0,07	1,96	
	KD44	0,1	0,05	1,42	
	KD47	0,1	0,04	1,06	



Şekil 4.57 Cd/Al-C_{org} korelasyon grafikler

4.5.8 Vanadyum (V)

Oksik sularda vanadyum, vanadat oksianyonların (HVO_4^{-2} ve H_2VO_4^-) seçici formu olan V(V) şeklinde mevcuttur. Pelajik ve yarı pelajik sedimanlarda, vanadyum, Mn'in redoks döngüsü ile sıkı sıkıya ilişkilidir (Hasting vd. 1996). Vanadat hem Mn⁺ hem de Fe⁺ oksihidroksitlere (Calvert ve Piper 1984, Wehrli ve Stumm 1989) ve muhtemelen

kaolinite kolayca adsorblanabilir (Breit ve Wanty 1991). Düşük indirgeyici koşullar altında, V(V) V(IV)'e indirgenir ve hidroksil türleri $VO(OH)^{3-}$ ve çözülemez hidroksitlere $VO(OH)_2$ bağlı vanadil iyonlarını (VO^{2-}) oluşturur. Bu reaksiyon hümik ve fülvik asitlerin varlığı ile desteklenir. Denizel ortamlarda, V(IV) iyonik türler sedimana yüzey adsorpsiyon süreçleri ile veya organometalik ligandların oluşumu ile taşınabilir (Emerson ve Husted 1991, Morford ve Emerson 1999). Wanty et Goldhaber (1992) oksalatların muhtemelen vanadil iyonlarını taşımada rol oynadığını belirtmiştir. Güçlü indirgeyici koşullar altında, bakteriyel sülfat indirgenmesi tarafından açığa çıkan serbest H_2S 'ün varlığı, jeoporfirinler tarafından alınan veya katı oksit V_2O_3 veya $V(OH)_3$ hidroksit faz olarak çökelen V(III)'e V'un daha fazla indirgenmiş olmasına sebebiyet verir (Breit ve Wanty 1991, Wanty ve Goldhaber 1992). Ek olarak H_2S , organik kompleksler ile iyonların (Ni gibi) bağlanma aktivitesini engellemektedir (Breit ve Wanty 1991). V'un iki basamaklı indirgenme süreci, sülfidik koşullar altında ayrılmış V formlarının oluşumuna yol açabilir (Calvert ve Pedersen 1993, Algeo ve Maynard 2004). Vanadyum böylece Fe-sülfidler tarafından katı solüsyonunda tutulamamakta (Algeo ve Maynard 2004) ve Mn-Fe-oksihidroksitlerin redüksiyon seviyesi altında gözenek sularından taşınabilmektedir (Hastings vd. 1996, Morford ve Emerson 1999).

Diyajenetik ortamda, V(III) kolaylıkla otijenik kil minerallerinin oktahedral yapılarında veya rekristalleşmiş kil minerallerinde alüminyumun yerini alabilir (Breit ve Wanty 1991).

Çalışma sahası bitümlü örnekleri incelendiğinde vanadyumun C_{org} ile Doruk Tepe ve Emzik Beleni ÖSK'sı düşük-orta pozitif bir korelasyon gözlemlenirken diğer ÖSK'larda ise herhangi bir ilişki tespit edilememiştir. (Şekil 4.58). Çizelge 4.13 incelendiğinde çalışma sahası örneklerinde V zenginleşmelerine rastlanmıştır. Bu durum depolanma ortamının fazla sülfidik olmayan disoksik redoks koşulunda Vanadyumun Fe-Mn oksihidroksitler, kil mineralleri ve oksalat tarafından adsorblanarak sediman-su arayüzeyinde taşınması neticesinde zenginleştiği düşünülmektedir.

Çizelge 4.18 Çalışma alanına ait örneklerin V, V/AI, V_{EF} değerleri

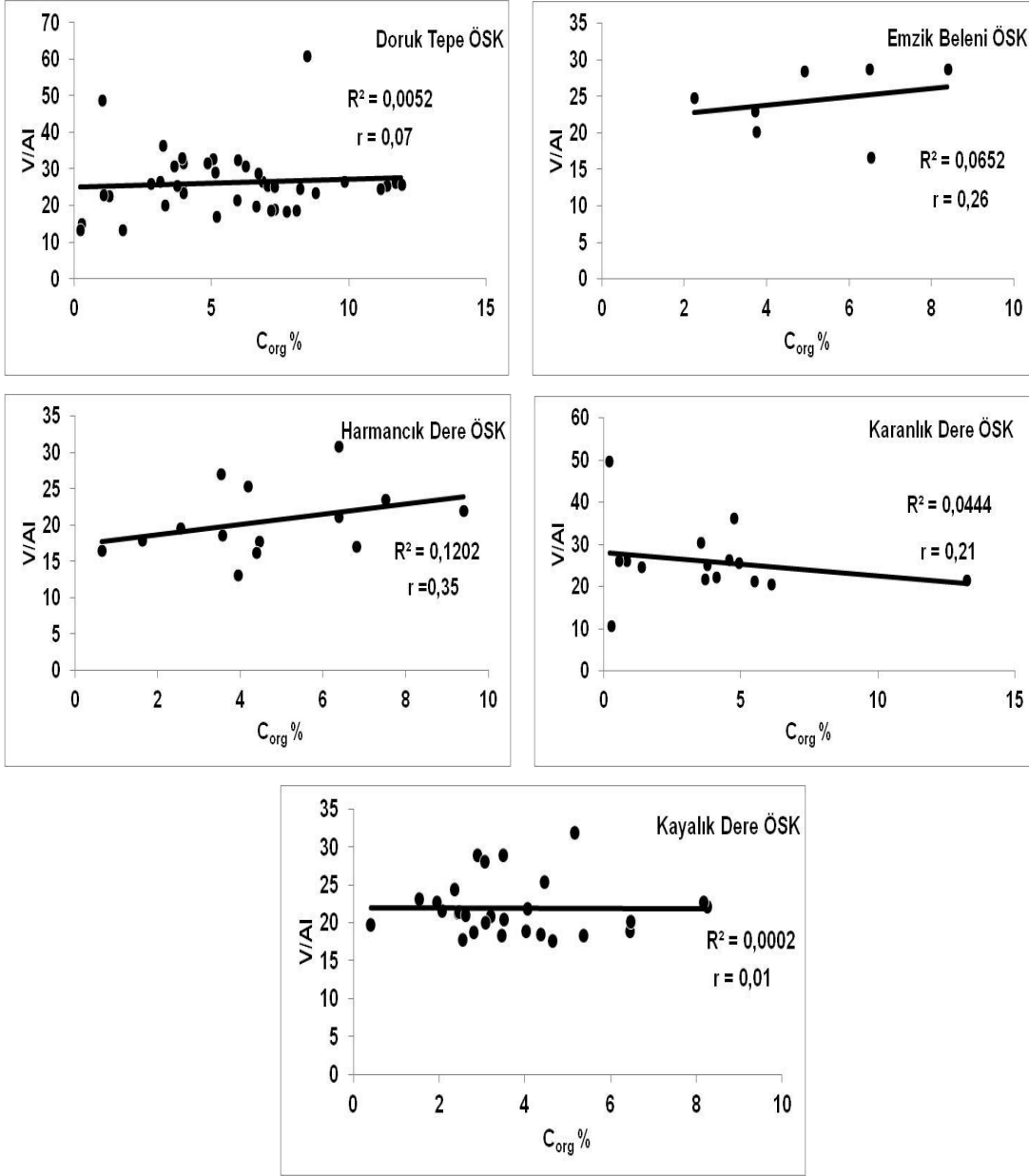
ÖSK Adı	Örnekler	V (ppm)	(V/AI)x10 ⁻⁴	V _{EF}	Ortalamalar
Kayalık Dere	DH29	21	28,96	1,78	V=64 V/AI = 21,91 VEF = 1,35
	DH30	77	18,37	1,13	
	DH33	51	18,39	1,13	
	DH37	81	20,85	1,28	
	DH38	38	24,42	1,5	
	DH41	59	21,23	1,31	
	DH42	49	21,53	1,32	
	DH44	52	18,89	1,16	
	DH47	8	17,78	1,09	
	DH50	45	17,57	1,08	
	DH55	51	28,85	1,78	
	DH57	78	18,85	1,16	
	DH59	93	21,43	1,32	
	DH60	31	25,36	1,56	
	DH62	56	20,47	1,26	
	DH64	94	28,06	1,73	
	DH66	43	21,9	1,35	
	DH67	37	20,09	1,24	
	DH68	77	22,7	1,4	
	DH70	120	19,96	1,23	
	DH83	72	23,18	1,43	
	DH98	77	22,18	1,36	
	DH99	95	19,79	1,22	
	DH101	53	22,66	1,39	
	DH102	92	18,51	1,14	
	DH103	85	18,7	1,15	
	DH105	80	20,99	1,29	
	DH110	64	31,91	1,96	
Doruk Tepe	DT7	82	32,69	2,01	V =66 V/AI = 26,27 VEF = 1,62
	DT9	73	26,22	1,61	
	DT12	87	31,61	1,95	
	DT15	83	31,68	1,95	
	DT17	72	22,79	1,4	
	DT20	69	60,92	3,75	
	DT23	57	33,24	2,05	
	DT25	93	25,54	1,57	
	DT27	88	26,69	1,64	
	DT28	50	24,8	1,53	
	DT29	44	23,55	1,45	
	DT31	59	26,67	1,64	
	DT32	40	25,53	1,57	
	DT33	68	36,4	2,24	

Çizelge 4.18 Çalışma alanına ait örneklerin V, V/Al, V_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	V (ppm)	(V/Al)x10 ⁻⁴	V _{EF}	Ortalamalar
Doruk Tepe	DT35	32	29,21	1,8	V =66 V/Al = 26,27 VEF = 1,62
	DT38	39	30,83	1,9	
	DT40	50	20,1	1,24	
	DT42	44	18,98	1,17	
	DT44	50	25,88	1,59	
	DT50	27	16,95	1,04	
	DT53	46	13,5	0,83	
	DT54	23	48,83	3	
	DT56	32	19,89	1,22	
	DT57	42	18,58	1,14	
	DT65	59	18,77	1,15	
	DT68	74	15,08	0,93	
	DT70	96	26,21	1,61	
	DT72	51	28,85	1,78	
	DT73	88	18,75	1,15	
	DT74	120	23,04	1,42	
	DT76	90	30,97	1,91	
	DT77	67	13,55	0,83	
	DT82	85	23,58	1,45	
	DT84	88	32,67	2,01	
	DT85	102	24,8	1,53	
	DT88	54	26,57	1,64	
	DT90	101	25,28	1,56	
	DT92	54	24,65	1,52	
	DT98	83	25,54	1,57	
	DT99	86	21,49	1,32	
Emzik Beleni	HE27	48	28,79	1,77	V =44 V/Al = 24,38 VEF = 1,50
	HE28	74	24,79	1,53	
	HE29	50	22,99	1,41	
	HE32	39	20,24	1,25	
	HE34	42	16,71	1,03	
	HE41	26	28,73	1,77	
	HE42	31	28,43	1,75	
Harmanlık Dere	HD3	105	16,52	1,02	V = 60 V/Al = 20,54 VEF = 1,26
	HD14	57	21,98	1,35	
	HD17	67	17,83	1,1	
	HD21	71	19,67	1,21	
	HD22	58	17,99	1,11	
	HD23	71	25,46	1,57	
	HD25	64	27,11	1,67	
	HD27	44	16,24	1	
	HD29	62	17,13	1,05	

Çizelge 4.18 Çalışma alanına ait örneklerin V, V/AI, V_{EF} değerleri (devam)

ÖSK Adı	Örnekler	V (ppm)	(V/AI)x10 ⁻⁴	V _{EF}	Ortalamalar
Harmancık Dere	HD32	61	18,71	1,15	V = 60 V/AI = 20,54 VEF = 1,26
	HD38	14	13,16	0,81	
	HD45	48	30,85	1,9	
	HD47	57	21,24	1,31	
	HD50	63	23,62	1,45	
Karanlık Dere	KD2	106	21,72	1,34	V = 65 V/AI = 26,01 VEF = 1,60
	KD3	82	26,26	1,62	
	KD4	19	26,2	1,61	
	KD5	34	24,8	1,53	
	KD18	20	49,72	3,06	
	KD22	54	10,83	0,67	
	KD25	66	21,96	1,35	
	KD26	69	22,29	1,37	
	KD30	71	25,12	1,55	
	KD31	86	21,47	1,32	
	KD38	108	36,37	2,24	
	KD39	85	30,59	1,88	
	KD42	70	25,68	1,58	
	KD44	50	26,54	1,63	
	KD47	52	20,6	1,27	



Şekil 4.58 V/AI-C_{org} korelasyon grafikleri

4.6 Redoks Koşulları

Redoks koşullarının belirlenmesine yönelik yapılan önceki çalışmalarda bentik biyotaların su kolonunda oksijen seviyesine bağlı olarak davranışlarına odaklanılmış ve redoks ortamları aerobik, disaerobik ve anaerobik olarak sınıflandırılmıştır (Rhoads ve Morse 1971). Daha sonraki yapılan çalışmalarda sedimanter ortamlara ilişkin redoks sınıflaması su kolonunun çeşitli seviyelerindeki çözülmüş O₂ konsantrasyonlarına göre

oksik, disoksik (veya suboksik), anoksik ve öksinik olarak adlandırılmıştır. Bu ortamlara ilişkin tahmin edilen çözülmüş oksijen miktarı güncel bentik ortamların çalışmalarına dayanmaktadır. Buna göre oksik ortamlardaki çözülmüş $O_2 > 2 \text{ ml/l}$, suboksik ortamlar için $2 > O_2 > 0.2$, anoksik ortamlarda $O_2 < 0.2 \text{ ml/l}$ olarak ölçülmüştür (Tyson ve Pearson 1991). Öksinik ortamlarda çözülmüş O_2 miktarı sıfır olarak değerlendirilmiştir (Çizelge 4.19)

Çizelge 4.19 Depolanma ortamlarının redoks sınıflaması (Tyson ve Pearson 1991)

Redoks Koşulu	Oksik	Suboksik	Anoksik	Öksinik
			Su kolonunda serbest H_2S bulunmamaktadır	Su kolonunda serbest H_2S bulunmaktadır
Taban suyundaki O_2 konsantrasyonu (ml O_2/H_2O)	$O_2 > 2$	$2 > O_2 > 0.2$	$O_2 < 0.2$	$O_2 = 0$
Taban suyundaki O_2 konsantrasyonları günümüz okyanus suları için geçerlidir.				

Redoksa duyarlı iz element konsantrasyonları veya oranları güncel ve yaşlı sedimanter sistemlerde redoks koşullarının belirlenmesinde oldukça yaygın olarak kullanılmaktadır (örnek; Calvert ve Pedersen 1993, Jones ve Manning 1994, Wignall 1994, Crusius vd. 1996, Dean vd. 1997, 1999, Yarincik vd. 2000, Morford vd. 2001, Pailler vd. 2002).

İz metaller, özellikle ilk geçiş serisi (V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn) elementler yaşlı kaynak kayalar ve güncel sedimentlerin anoksik depolanma koşullarını anlamak için jeokimyasal araç olarak kullanılmaktadır (Ernst 1970, Lewan ve Maynard 1982, Dill vd. 1988, Telneas vd. 1991, Alberdi ve Lafargue 1993; Mongenot vd. 1996). Bu nedenle paleoredoks koşullarını belirlemek için Al ile normalize edilmiş element oranları kullanılmıştır (Dill vd. 1988, Kholodov ve Nedumov 1991, Hatch ve Leventhal 1992, Jones ve Manning 1994, Kimura ve Watanabe 2001) (Çizelge 4.20).

Çizelge 4.20 Çeşitli araştırmacıların kullandıkları element oranlarına göre paleoredoks ortamları

	Oksik	Disoksik	Anoksik	Öksinik
Ni/Co ¹	< 5	5 – 7	> 7	
V/Cr ²	< 2	2 – 4.5	>4.5	
V/(V+Ni) ³	< 0.46	0.46 – 0.60	0.54 – 0.82	> 0.84
U/Th ⁴	< 0.75	0.75 – 1.25	> 1.25	
V/Sc ⁵	< 9.1			
Th/U ⁶	> 5	3 – 5	< 2	
Mo/Mn ⁷	< 0.01	İndirgen ortamlar > 0.01		

¹Jones ve Manning (1994), ²Dill vd.(1988), ³Hatch ve Leventhal (1992), ⁴Jones ve Manning (1994),

^{5,6}Kimura ve Watanabe (2001), ⁷Kholodov ve Nedumov (1991)

4.6.1 Elementlerin redoks ortamlarındaki davranışları

Paleoortamsal koşulları belirlemede iz-element konsantrasyonlarını kullanmak için, göreceli olarak elementlerin zenginleştiği veya tüketildiği durumlar değerlendirilmelidir. Genellikle, bir örnekteki iz element zenginleşme veya tükenme derecesi, genellikle ortalama kabuk kayaçları veya ortalama şeyle olan referans konsantrasyonlarına bağlı olarak değerlendirilir (Wedepohl 1971, 1991, McLennan 2001).

Değişken karbonat ve opal içerikli örneklerde iz-element oranlarını karşılaştırma yapabilmek için, alüminyum içeriği ile iz-element konsantrasyonlarını normalize etmek gerekmektedir (Calvert ve Pedersen 1993). Sedimanların depolanma basenine taşınması ve depolanması esnasında Al, bulunduğu ortamlardan immobil ve duraylı olması sebebiyle etkilenmemektedir. Bu yüzden normalizasyon yapılırken genelde elementler Al ile orantılanmaktadır. Normalizasyon prosedürünün sonuçlarını daha kolay yorumlamak için, zenginleşme faktörlerini (EF) kullanmak gereklidir: $EF_{\text{element X}} = X/Al_{\text{örnek}} / X/Al_{\text{ortalama şeyle}}$. Eğer EF_X 1'den büyük ise, o zaman X elementi ortalama şeyle oranla zenginleşmiştir, ve eğer EF_X 1'den küçükse ortalama şeyle göre tüketilmiştir.

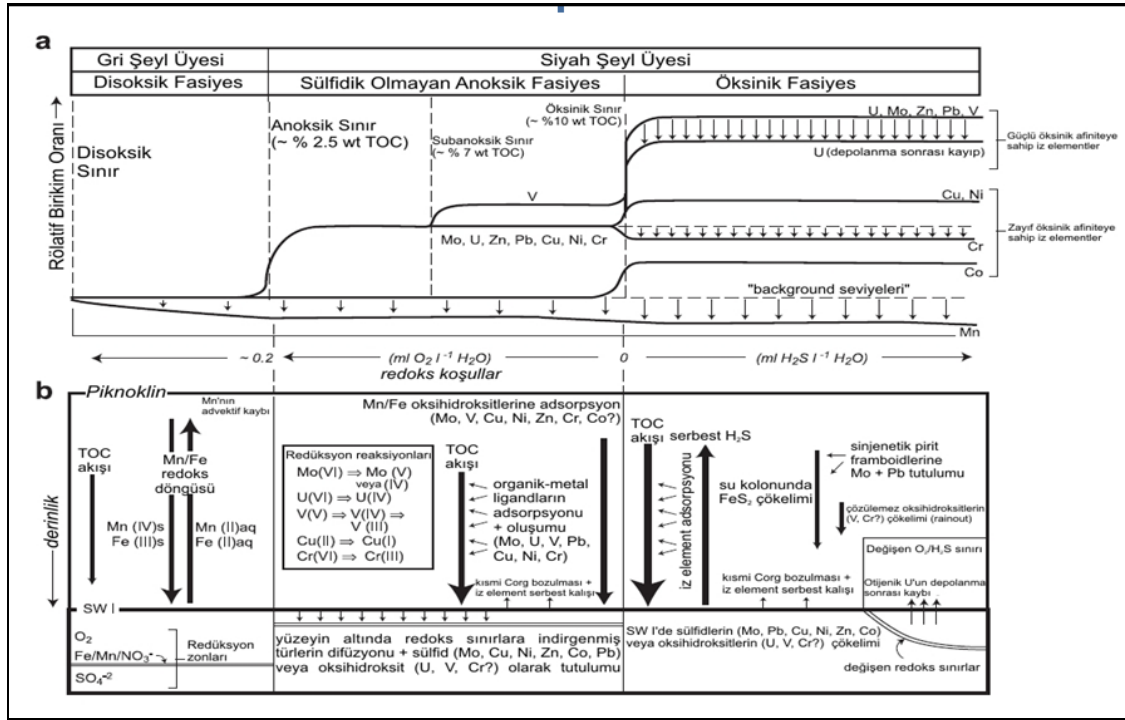
Bazı redoksa duyarlı elementler organik madde ile (Ni, Cu, Zn, Cd) ilişkili olarak sedimana bırakılır ve organik maddenin indirgenmiş sedimanda bozulmasından sonra pirit ile ilişkili olarak sedimanda tutulabilir. Bu özellik organik C birikmesi için temsilci olarak Ni ve Cu'a iyi bir örnektir. Ba ve P gibi sadece oksidasyon durumlu elementler, paleo-üretkenlik seviyelerini belirlemede klasik olarak kullanılırlar. Fakat indirgen koşullar altında çözünmeye ve oksijenden yoksun bırakılan sedimanlardan uzaklaştırılma işlemine uğrarlar. U, V ve Mo zenginleşmeleri suboksik ortamlardan ziyade anoksik ortamlarda gözlemlenmektedir.

Crusius vd. (1996) Re/Mo oranını paleoortamsal redoks belirleyici olarak kullanmışlardır. Re'daki zenginleşme, muhtemelen Mo'e benzer yolla, sediman-su arayüzeyinde veya biraz altındaki sediman içerisindeki süreçler tarafından kontrol edilmektedir. Çözünmüş Re hem oksik hem de anoksik deniz suyu içinde kararlı bir davranış sergilemektedir.

Öksinik şartlar genellikle organik karbon, toplam sülfür ve iz elementlerin oldukça yüksek konsantrasyonlarda zenginleşmesine olanak sağlamaktadır (Leventhal 1983, Arthur ve Sageman 1994, Wignall 1994). Bentik oksijen seviyeleri çoğunlukla redoksa duyarlı iz elementler baz alınarak tayin edilmiştir. Bunlardan en yaygın kullanılanlar; Mo, U ve V gibi organik madde ile kolayca kompleksler oluşturabilen veya su kolonunda değişken değerlikteki iyon sayısına sahip serbest halde dolaşan veya sülfidler şeklinde bileşikler oluşturabilen elementlerdir (Şekil 4.59).

Birçok iz element deniz suyunda ya partiküller üstüne adsorb olarak ya da çözülebilir formda mevcuttur. Su kolonundan sedimentlere çözünmüş iz elementlerin ayrılması ya biyotik ya da abiyotik süreçlerden meydana gelir. Biyotik süreçler, planktonlar için (özellikle fitoplanktonlar) minör veya mikrobesein olarak kullanılan iz elementlerin ele alınışını kapsar. Abiyotik süreçler oksik ortamlarda nispeten sınırlıdır, fakat suboksik ortamlarda bazı zenginleşmeler su kolonundan sediman-su arayüzeyine çözünmüş iz elementlerin yayılması ile veya sedimanlar içinde yeniden taşınması vasıtasıyla meydana gelir. İz elementler aynı zamanda manganez ve demirin redoks çevrimi ile etkili biçimde konsantre olabilirler. Abiyotik süreçler, organik veya mineral substratlar üzerine metalik iyonlar veya iyonik türlerin adsorpsyonu, organometalik komplekslerin

oluşumu ve (demir-) sülfatların ve/veya çözünemez oksihidroksitlerin çökelişini içeren indirgeyici koşullar altında özellikle etkilidir. Sonuç olarak, sedimanlar ve sedimanter kayalarındaki iz element bollukları bizlere paleodepolanma koşullarını belirlemeye olanak sağlamaktadır (Werne vd. 2003, Lyons vd. 2003, Riboulleau vd. 2003, Sageman vd. 2003, Rimmer 2004, Rimmer vd. 2004, Algeo ve Maynard 2004, Algeo 2004, Nameroff vd. 2004, Tribovillard vd. 2004a, 2005, Riquier vd. 2005).



Şekil 4.59 Redoksa duyarlı elementlerin disoksik, anoksik, öksinik fasiyeslerdeki davranışları (Algeo ve Maynard 2004)

Serbest H₂S'in bulunduğu ve iz elementlerin en düşük değerlik durumuna indirgendiği öksinik koşullar altında, çözülemez metal sülfidler ve oksihidroksitler direk olarak su kolonundan veya sediman-su ara yüzeyine bol miktarda çökelişir (Morse ve Luther 1999).

4.6.2 C-S-Fe ilişkisi

Organik karbona (C) karşı toplam sülfür (S) oranları kullanılarak denizel ortamların redoks koşulları belirlenmeye çalışılmıştır (Berner 1984). Normal oksik deniz

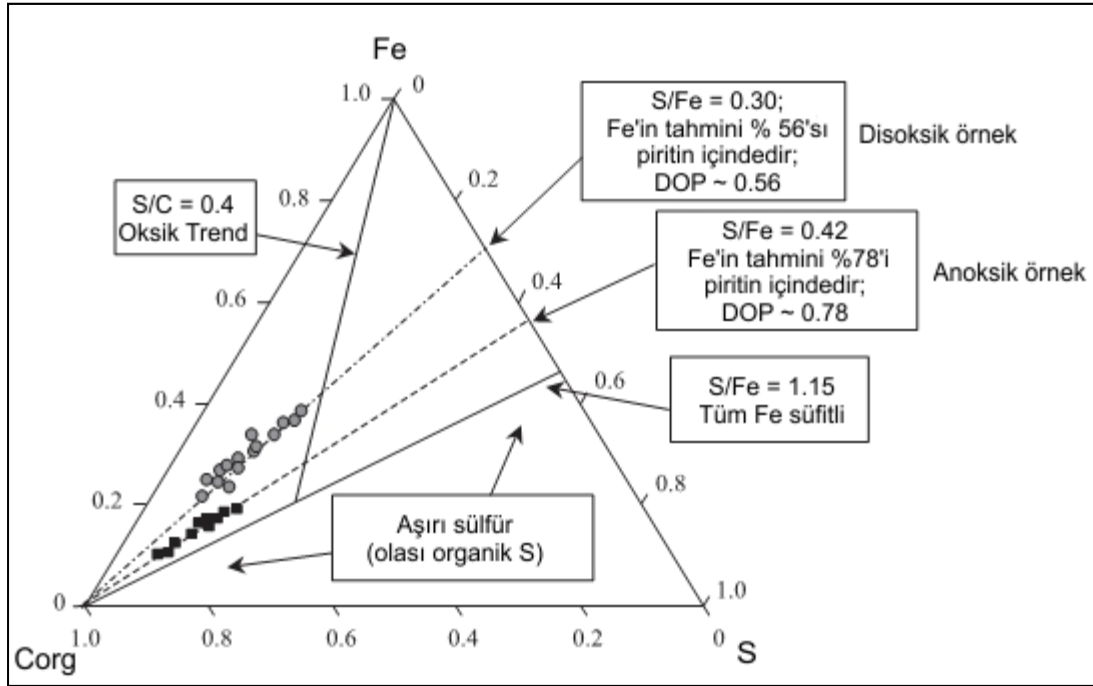
sedimanlarında C/S oranı yaklaşık 3 civarındayken, organik madde bozulumu esnasında üretilen H_2S varlığında indirgen ortamlarda metal sülfidlerin (çoğunlukla FeS_2) birikimi ile C/S oranı 3 den daha küçük çıkmaktadır.

S/C oranındaki artma eğiliminin öksinik ortamları işaret ettiğini savunulmuştur (Beier ve Hayes 1989). Leventhal (1983) S/C oranının 0,4'den büyük olması durumunda öksinik deniz ortamlarını işaret ettiğini vurgulamıştır. Bu oranın 0,4'den küçük çıkması ise depolanma ortamının oksik olduğunu göstermektedir. Yüksek miktarda organik karbon, kalsiyum karbonat ve biyojenik silika içeren siyah şeyller pirit oluşumu için gerekli olan reaktif Fe içermektedir (Raiswell vd. 1988, Dean ve Arthur 1989).

Raiswell vd. (1988) piritleşme derecesinin (DOP) öksinik ve anoksik ortamları belirlemede kullanılabilen bir indeks olduğunu savunmuşlardır. Buna göre $DOP < 0,45$ olması oksik taban suları, $0,45 < DOP < 0,75$ olması kısıtlı taban suyu ortamları (disoksik) ve $DOP > 0,75$ çıkması ise öksinik ortamları işaret etmektedir.

Hatch ve Leventhal (1992) disoksik ve anoksik ortamlara ilişkin DOP değerlerini biraz daha detaylandırmışlardır. Buna göre 0,67 ve 0,75 arasındaki değerler sülfidik su kolonunu, 0,75'den büyük değerler ise daha fazla sülfidik (öksinik) su kolonunu temsil etmektedir.

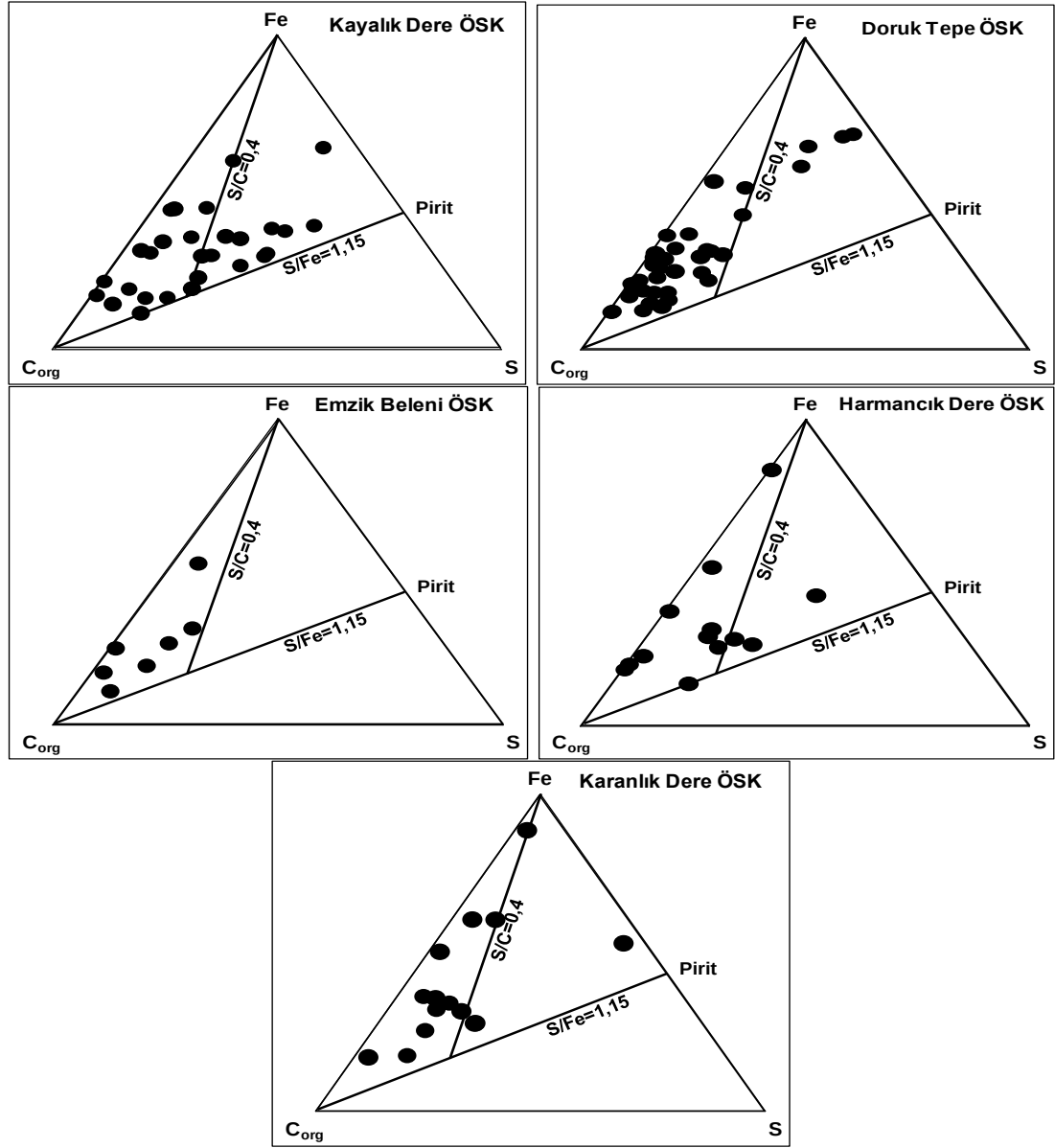
Dean ve Arthur 1989 ve Arthur ve Sageman (1994) 'ın kullanmış oldukları üçlü Fe-S-C diyagramında; S/Fe ve S/C değerleri kullanılarak depolanma ortamı hakkında genel bir bilgi sahibi olunabileceği görülmektedir. Bu üçgen diyagramda S/Fe değerleri arttıkça depolanma ortamının indirgenliğinin arttığı görülmektedir. Üçgen diyagramda S/C=0,4 eşdeğer çizgisinin sol tarafı oksik ortamı temsil etmektedir. S/Fe=1,15 çizgisinin alt kısımları aşırı süflü öksinik ortamları göstermektedir (Şekil 4.60).



Şekil 4.60 Genel C_{org}-S-Fe ilişkisi (Dean ve Arthur 1989, Arthur ve Sageman 1994)

C_{org}-S-Fe ilişkisi, üçgen diyagram üzerinde incelendiğinde örnekler genelde oksik koşulları temsil eden S/C (0.4) çizgisinin sol tarafında yer almaktadır (Şekil 4.61). Karbon ve sülfür miktarının artmasıyla disoksik bölgesine doğrudan bir kayma gerçekleşmektedir. C-S-Fe üçgen diyagramına göre incelenen örneklerin sülfürce fakir-orta konsantrasyonlarına sahip olup, öksinik bir ortamı temsil etmediğini, daha çok oksiklik içeren, disoksik depolanma ortamlarında depolanmış oldukları görülmektedir. Bunun yanında S-C_{org} arasındaki korelasyonların da çok zayıf pozitif bir ilişkisinin olması, birlikte bir hareketin olmadığı yani zenginleşmenin olmadığını göstermektedir.

ÖSK'larımızı tek tek değerlendirdiğimizde; Kayalık Dere ÖSK'sı içerisinde yer alan örneklerin yarısı oksik diğer yarısı ise disoksik bölge içerisinde yer almıştır. Doruk Tepe, Harmancık Dere ve Karanlık Dere ÖSK'larındaki örneklerin büyük bir çoğunluğu oksik zonda yer alırken çok azı disoksik alanda yer almıştır. Emzik Beleni ÖSK'sındaki tüm örnekler oksik zonda yer almıştır. Buna göre depolanma ortamımızın çok sülfidik olmadığı daha çok oksik-disoksik geçişli bir ortama sahip olduğu sonucunu çıkarabiliriz.



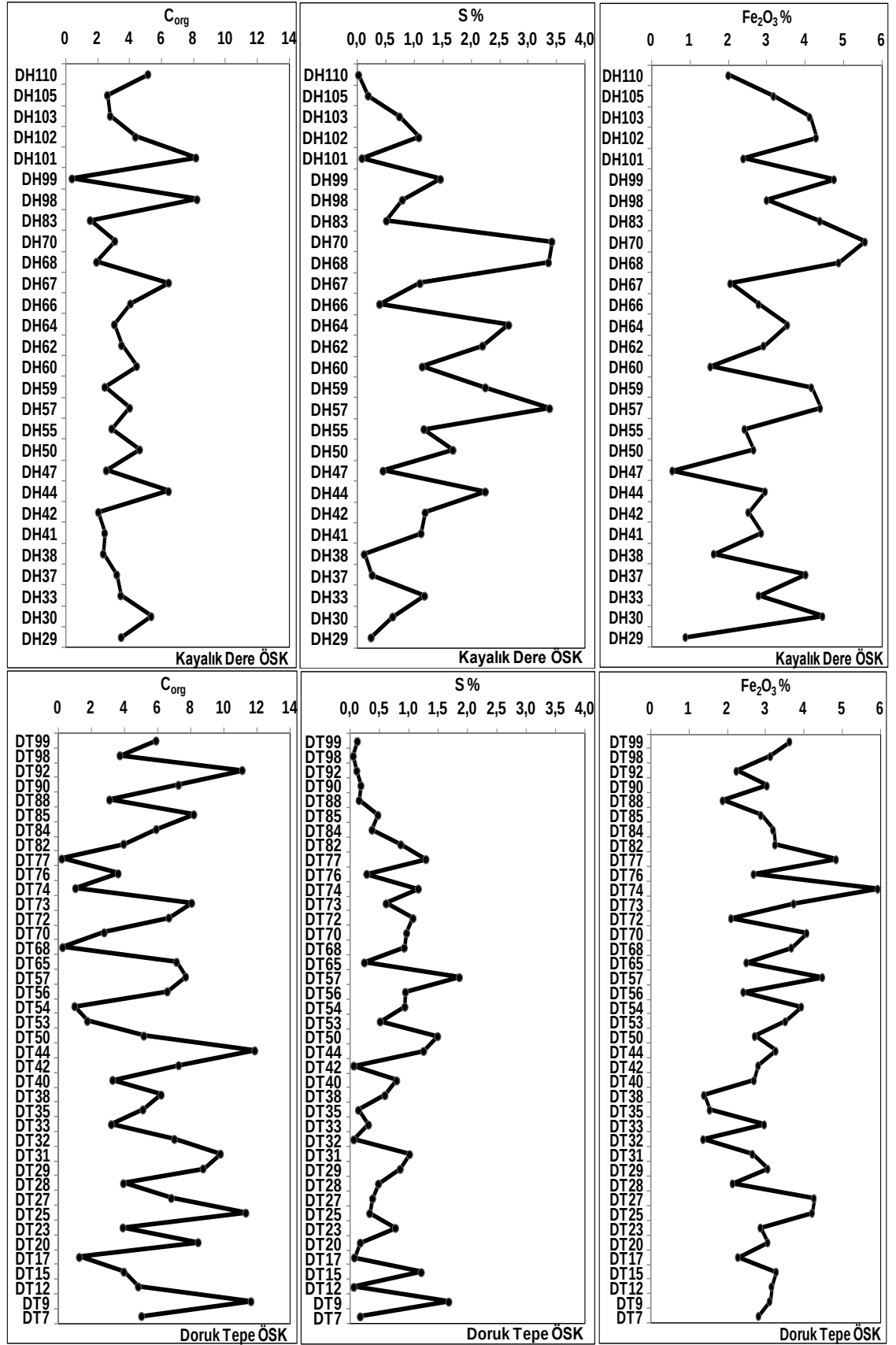
Şekil 4.61 Hatıladağ sahasına ait ÖSK'larda örneklerin kükürt-demir ve C_{org} üçgen diyagram ilişkileri

Toplam sülfür değerleri Karanlıkdere ÖSK (0.1-2.40), Harmancıkdere ÖSK (0.06-2.41), Kayalıkdere ÖSK (0.05-3.50), Doruktepe ÖSK (0.08-1.90) ve Emzickbeleni ÖSK'da (0.04-1.01) olup, çok yüksek değerler olmasa da Kayalık Dere ÖSK'sında % 3,5'a kadar ulaşan değerler göstermiştir. Şeyllerdeki ortalamanın 0,24 olduğu dikkate alındığında Hatıladağ sahası örneklerinde sülfür zenginleşmesinin şeyl depolanma ortamlarına nazaran ortamın daha sülfidik özelliklere sahip olduğunun göstergesidir. Kükürt değerleri ortamın sülfidik özelliklere sahip olduğunun bir göstergesi olması

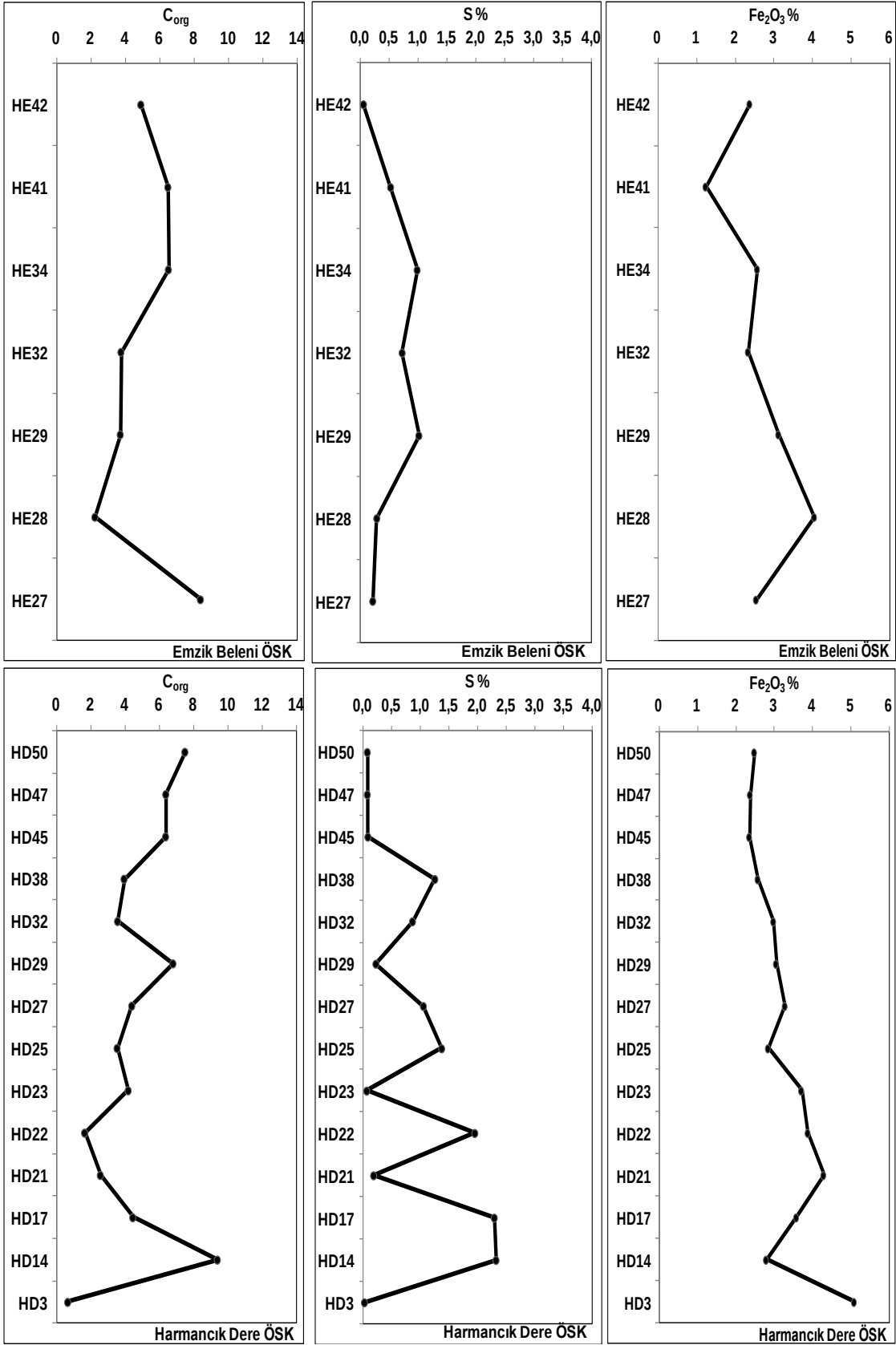
yanında organik madde korunumunun bir göstergesi olması yönüyle önem arzeder. Bu nedenle örneklerdeki kükürt, demir ilişkileri sülfitleşmeyi yani pirit oluşumunu yansıtır. Karbon-sülfür-demir ilişkisi sediman depolanmasındaki redoks koşulların belirlenmesinde yararlı bilgiler sunmaktadır (Dean ve Arthur 1989, Arthur ve Sageman 1994).

Hatıldağ sahasına ait ÖSK'lerden derlenen örneklerin kükürt-demir ve C_{org} ilişkileri araştırılmıştır. İncelenen ÖSK'larda kükürt-demir ve C_{org} 'nin ilişkilerinin belirli katmanlarda birbirleriyle uyumlu oldukları görülmektedir (Şekil 4.62).

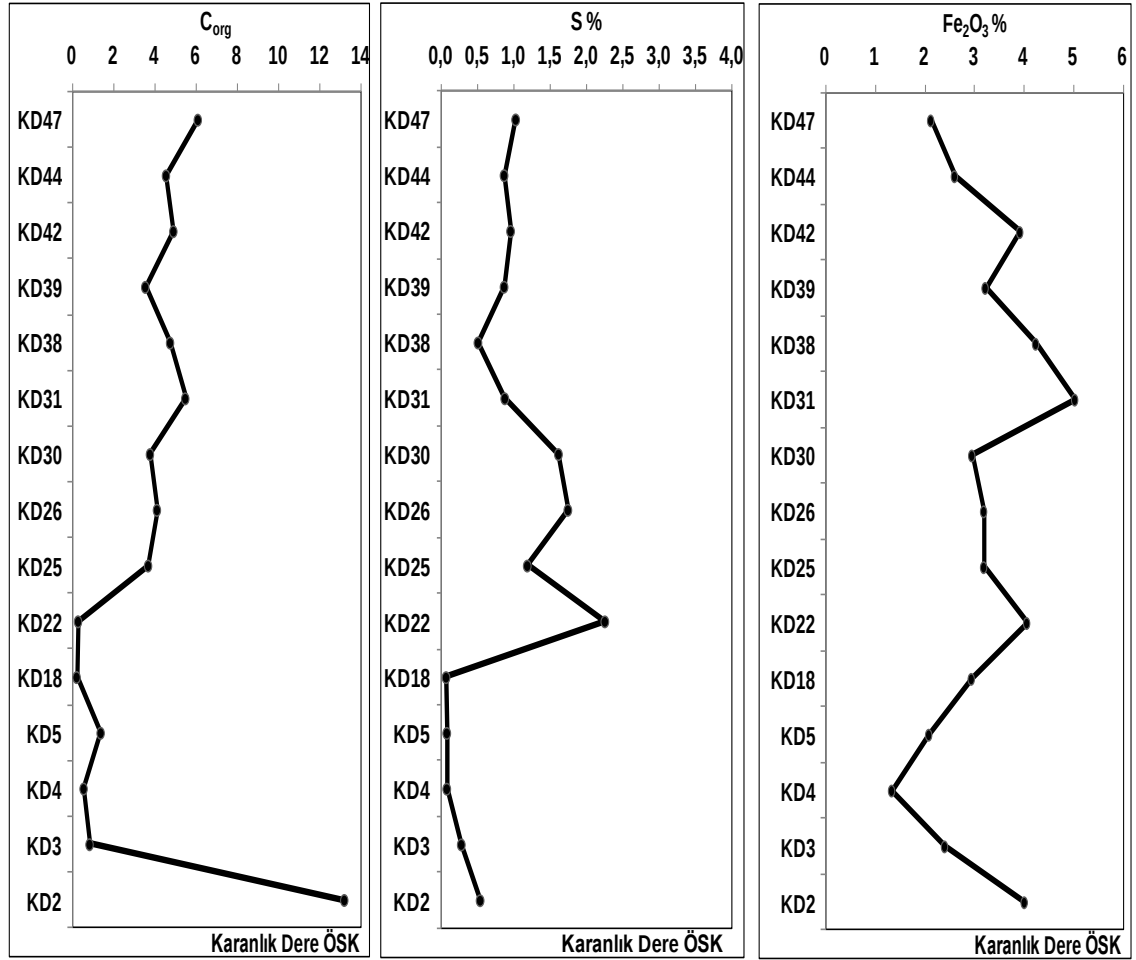
Çalışma sahası ÖSK'ları tabandan tavana incelendiğinde; Kayalık Dere ÖSK'sında yer alan örneklerin orta seviyelere kadar bir uyumluluk içinde davrandığı görülmektedir. Orta seviyeden sonra S-Fe kendi içinde bir paralellik sergilerken C_{org} ile zıt bir ilişki sergilemektedir. Bu durum bize depolanma ortamının ilk etaplarında ortamımızın sülfidik bir yapıda olduğu ve OM korunumunu, ortamın sığlaşması ile oksik bir yapıya büründüğü ve OM'nin fazla korunmadığını göstermektedir. Doruk Tepe ÖSK'sında genelde her üç parametre paralellik göstermiştir. Emzik Beleni ÖSK'sında S-Fe ikilisinin artış gösterdiği kesimlerde C_{org} miktarında da artış olduğu gözlemlenmiştir. Bu durum piritleşmeye bağlı olarak OM'nin korunduğunu yani ortamın sülfidik olduğunu göstermektedir. Harmancık Dere ÖSK'sında S-Fe ilişkisinin gözlemlenmemesine rağmen C_{org} 'un yüksek çıkması oksik bir depolanma ortamında hızlı sedimantasyon ile açıklanabilmektedir. Karanlık Dere ÖSK'sında taban seviyelerinde her üç parametrenin ortak hareket etmesi piritleşmeye bağlı bir OM artışını göstermektedir. Orta seviyelere yaklaşıldığında C_{org} Fe ile paralellik gösterirken S ile zıt bir ilişkiye girmiştir. Buda yüksek sediman girdisi ile ortamımızın disoksikten oksikliğe döndüğünü ve OM miktarındaki artışın bu yüksek sedimantasyon hızından kaynaklandığını göstermektedir (Şekil 4.62).



Şekil 4.62 Hatıldağ sahasına ait ÖSK’larda örneklerin S-Fe- C_{org} ilişkileri



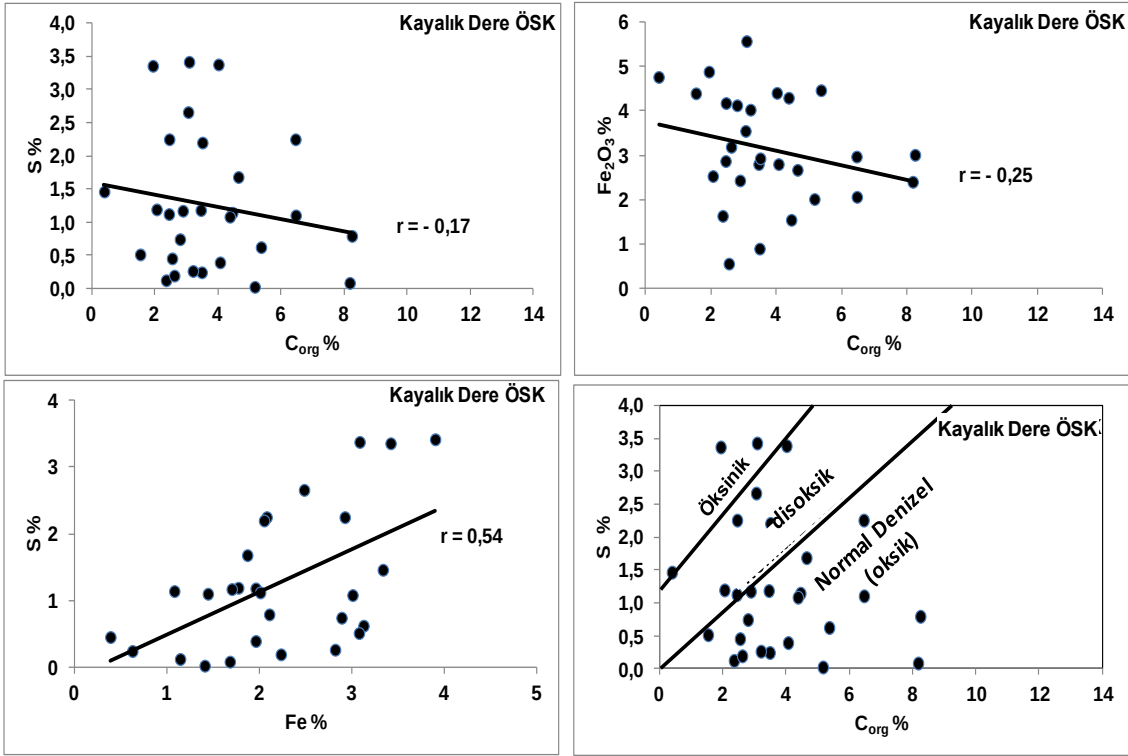
Şekil 4.62 Hatıldağ sahasına ait ÖSK'larda örneklerin S-Fe-C_{org} ilişkileri (devam)



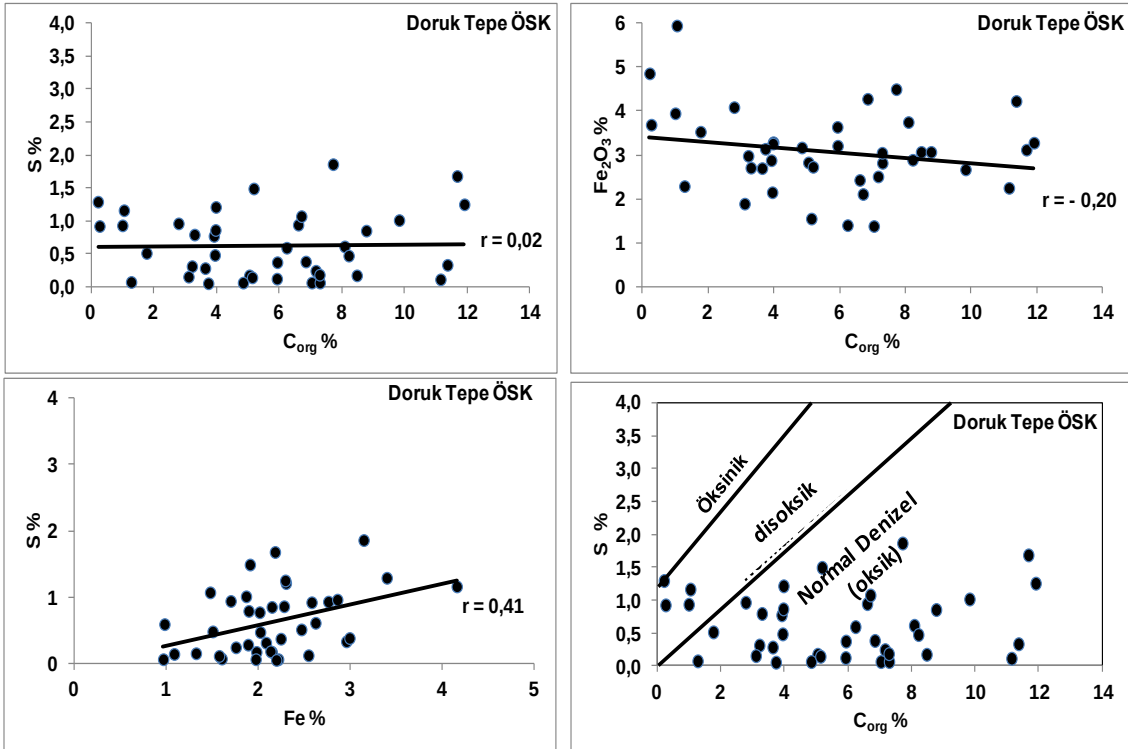
Şekil 4.62 Hatıldağ sahasına ait ÖSK’larda örneklerin S-Fe-C_{org} ilişkileri (devam)

Hatıldağ sahasına ait ÖSK’lardan derlenen organik maddece zengin örneklerin S-C_{org}, Fe₂O₃-C_{org}, S-Fe, S-C_{org} ilişkileri incelendiğinde; S-C_{org} arasında bir ilişki olmadığı, Fe₂O₃-C_{org} arasında Karanlık Dere ÖSK hariç zayıf-orta negatif bir ilişki, S-Fe arasında ise genellikle zayıf pozitif bir ilişkinin varlığı gözlenmektedir (Şekil 4.63.a, b, c, d, e). Bu durum Hatıldağ sahası depolanma ortamının genellikle oksik ve suboksik/disoksik olduğuna işaret eder.

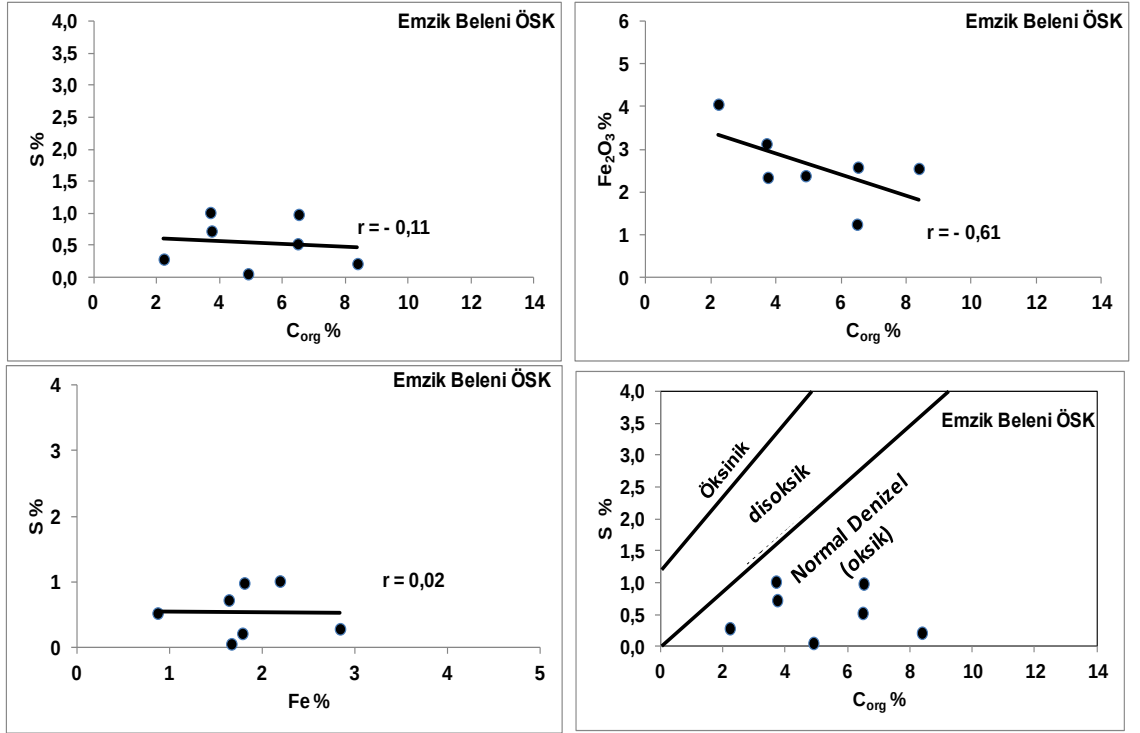
Hatıldağ sahası depolanma ortamının genellikle oksik ve suboksik/disoksik olduğu incelenen örneklerin mineralojik özellikleri ve örneklerin ana/majör oksit incelemelerinde de net bir şekilde ortaya konulmuştur. İlgili bölümlerde de değinildiği üzere kayaçların daha çok karbonatlı bir mineralojik yapıya sahip olmaları depolanma ortamının oksik ve disoksik olduğuna işaret eder.



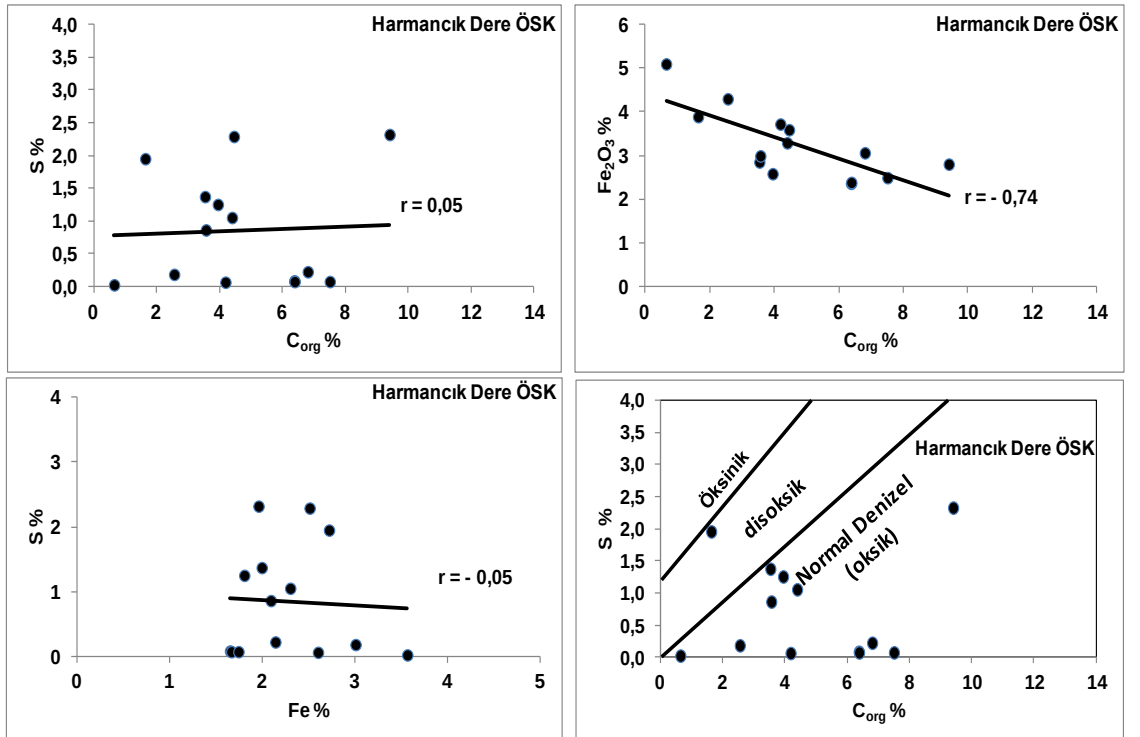
Şekil 4.63.a. Kayalıkdere ÖSK'sına ait örneklerin S- C_{org} , Fe_2O_3 - C_{org} , S-Fe, S- C_{org} ilişkileri



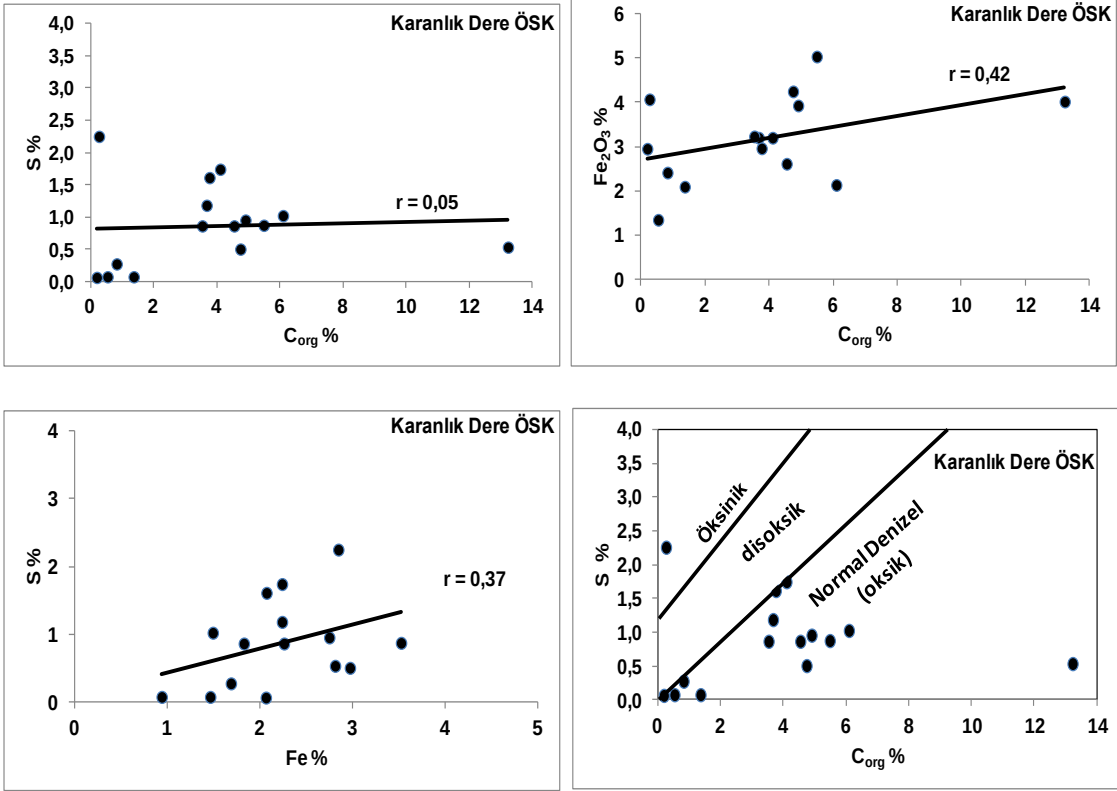
Şekil 4.63.b. Doruktepe ÖSK'sına ait örneklerin S- C_{org} , Fe_2O_3 - C_{org} , S-Fe, S- C_{org} ilişkileri



Şekil 4.63.c. Emzikbeleni ÖSK'sına ait örneklerin S-C_{org}, Fe₂O₃- C_{org} , S-Fe, S-C_{org} ilişkileri

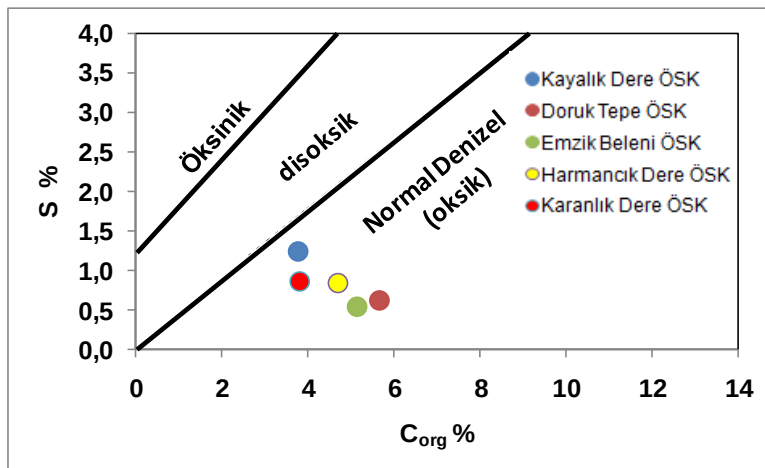


Şekil 4.63.d. Harmancıkdere ÖSK'sına ait örneklerin S-C_{org}, Fe₂O₃- C_{org} , S-Fe, S-C_{org} ilişkileri



Şekil 4.63.e. Karanlıkdere ÖSK'sına ait incelenen örneklerin S-C_{org}, Fe₂O₃- C_{org}, S-Fe, S-C_{org} ilişkileri

Çalışma alanı ÖSK'larının S-C_{org} ortalamaları alındığında Şekil 4.63f'de görüleceği üzere depolanma bölgesinin oksik zon içerisinde yer aldığı görülmüştür.



Şekil 4.63.f. Tüm ÖSK örnek ortalamalarının S-C_{org} ilişkisi

4.6.3 Redoks koşullarının tespitinde kullanılan diğer parametreler

Redoks ortamların belirlenmesinde kullanılan en güçlü işaretler iz elementlerin zenginleşmeleri ya da tüketilmeleridir (Brumsack 2006). Redoksa duyarlı iz elementler (Mn, U, V gibi), bulundukları depolanma ortamlarındaki oksik, suboksik ve anoksik ortamlara göre redoks şartlarını belirlemektedirler. Cd, Mn, Mo, Ni, V ve Zn gibi iz elementler oksijenin olmadığı redoks ortamlarında depolanan sedimanlar içerisinde zenginleşmeleri ya da tüketilmeleri paleoredoks ortamların belirlenmesinde kullanılan önemli işaretçilerdir (Francois 1988, Calvert ve Pedersen 1993, Dean vd. 1997, Morford ve Emerson 1999, Brumsack 2006, Tribovillard vd. 2006, Çizelge 4.15). $V/(V+Ni)$ oranları alterasyon süresince etkilenmemekte (Lewan 1984) ve kaynak kayaların depolanma ortamlarının belirlenmesinde kullanılabilmektedir. Bunun yanı sıra V/Cr , U/Th ve Ni/Co oranları paleoredoks ortamları belirlemek için kullanılmışlardır (Hatch ve Leventhal 1992, Jones ve Manning 1994).

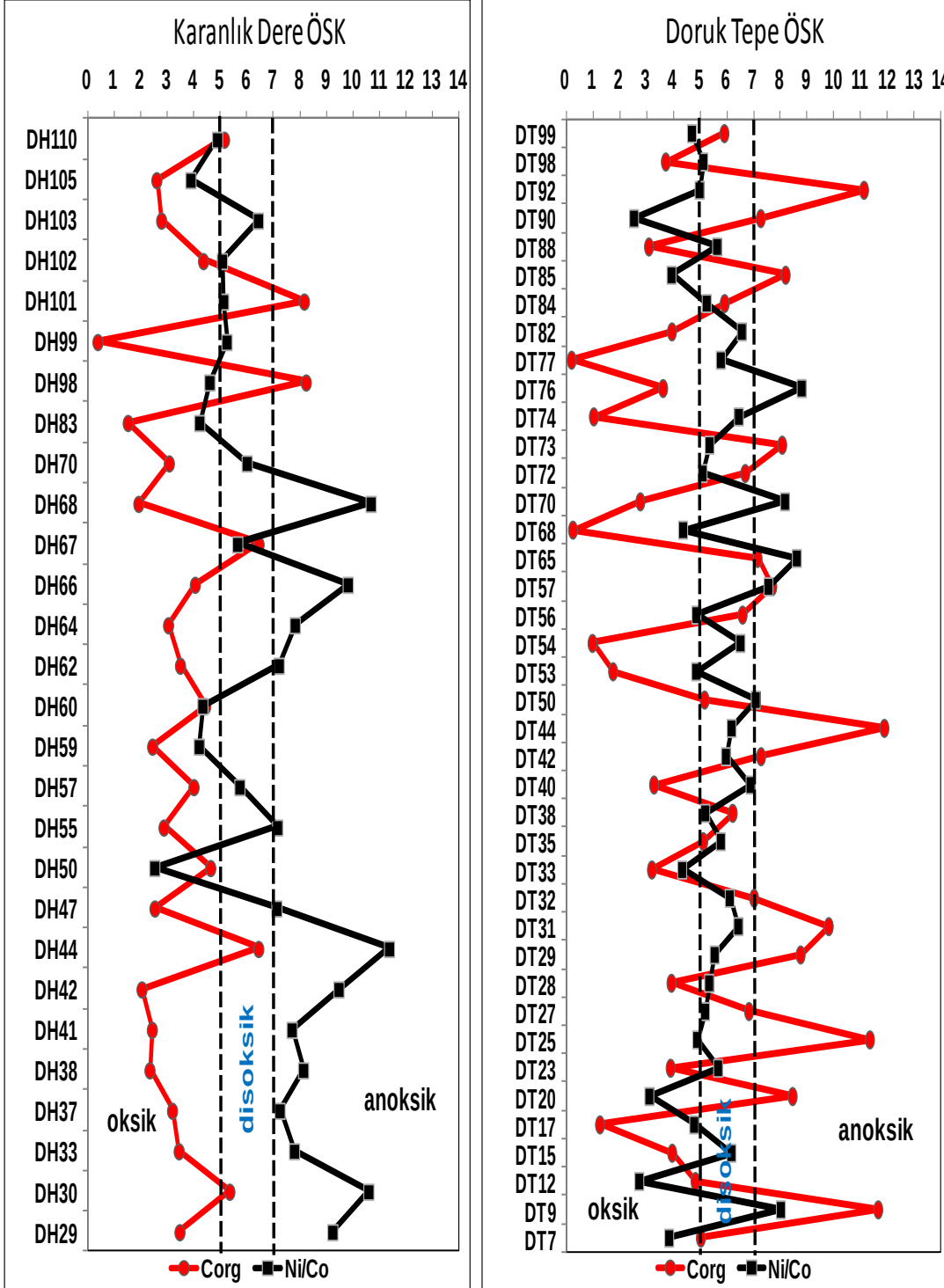
$V/(V+Ni)$ oranlarına göre redoks ortamları Hatch ve Leventhal (1992) tarafından şu şekilde sunulmuştur: $0,86 < V/(V+Ni)$ öksinik, $0,6 < V/(V+Ni) < 0,86$ anoksik, $0,5 < V/(V+Ni) < 0,6$ disoksik ortamları göstermektedir.

V/Cr , Th/U ve Ni/Co oranlarına göre redoks koşulları Jones ve Manning'e (1994) göre şu şekilde gösterilmiştir: $0 < V/Cr < 2$ oksik, $2 < V/Cr < 4$ disoksik, $4 < V/Cr$ suboksik/anoksik.

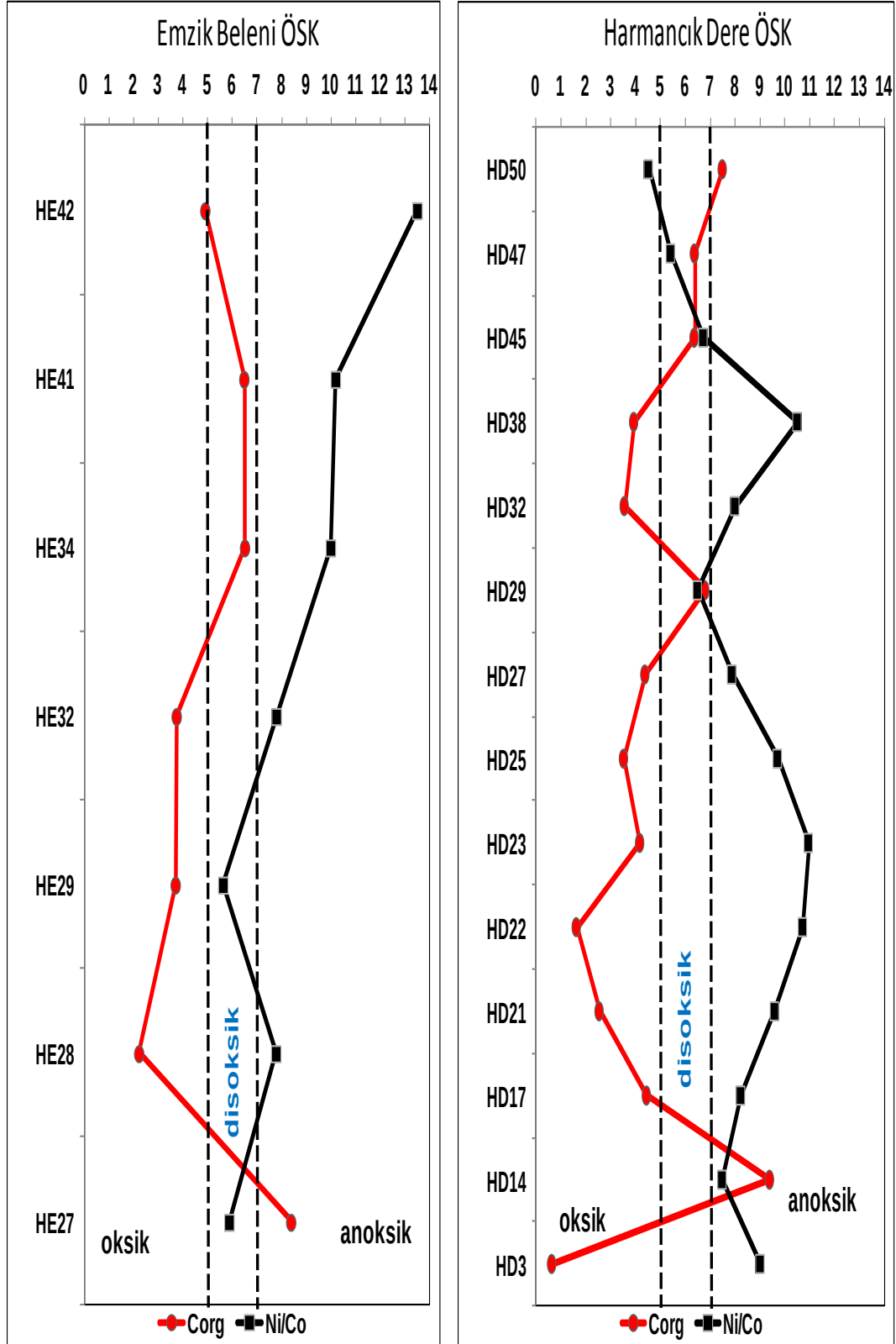
$0 < Th/U < 0,5$ suboksik/anoksik, $0,5 < Th/U < 1,25$ disoksik, $1,25 < Th/U$ oksik. $0 < U/Th < 0,75$ oksik, $0,75 < U/Th < 1,25$ disoksik, $1,25 < U/Th$ anoksik. Ni/Co oranlarının $0,75$ den büyük olması indirgen ortamları işaret etmektedir.

Çalışma sahası ÖSK'larına ait örnekler Ni/Co parametresine göre değerlendirildiğinde depolanma ortamımız bazı seviyelerde C_{org} miktarına bağlı değişkinlikler sergilediği tespit edilmiştir. İncelenen örneklerin bir çoğunluğu anoksik ortama düşerken bir kısmı ise disoksik zonda yer almıştır. Bu durum Ni/Co oranlarına göre ortamımızın oldukça sülfidik olduğunu göstermektedir (Şekil 4.64.a, b, c). Ni/Co ÖSK ortalamaları

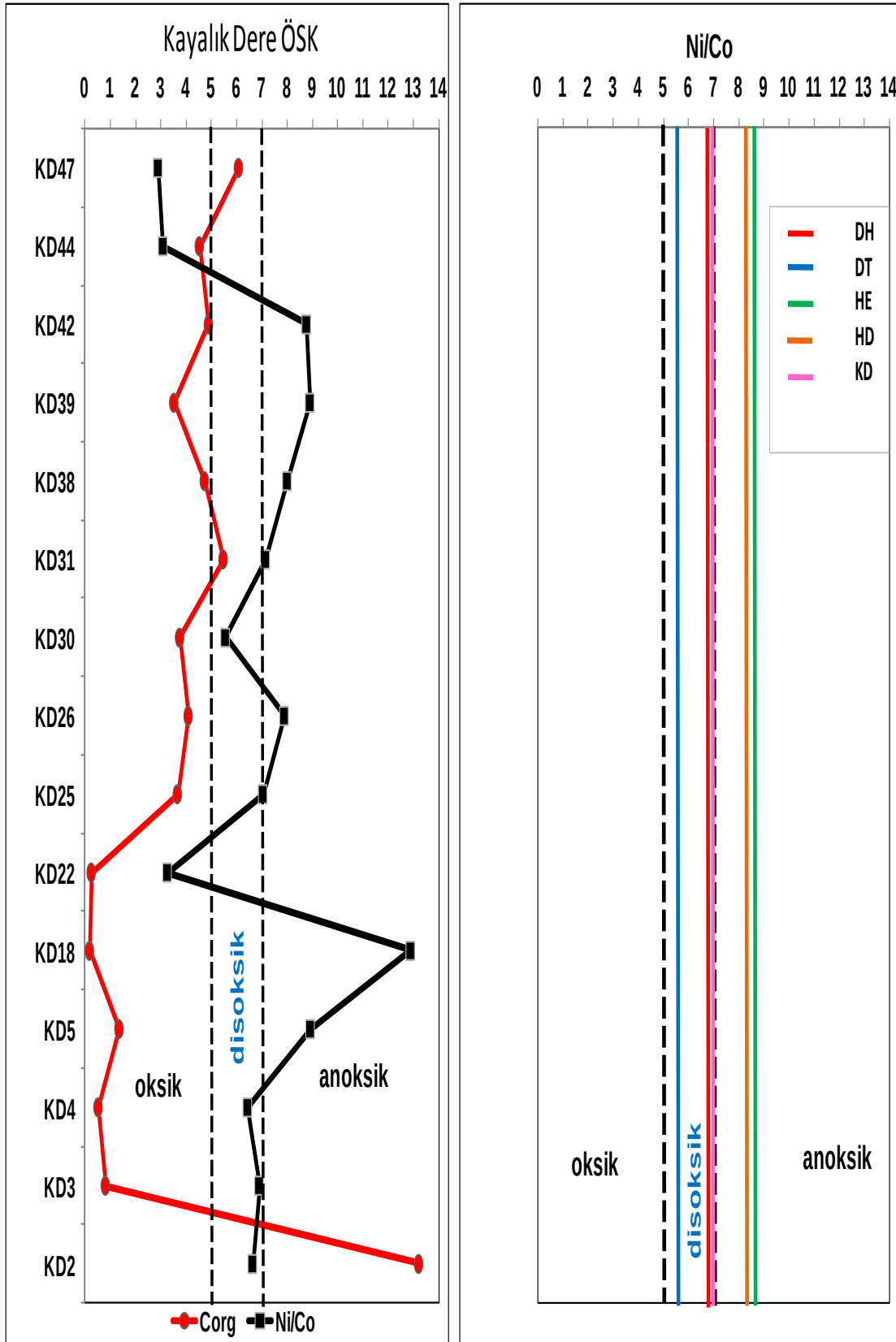
alındığında ise Emzik Beleni ÖSK'sı ile Harmancık Dere ÖSK'larının anoksik, diğer ÖSK'ların ise disoksik zonda yer aldığı görülmüştür (Şekil 4.64c).



Şekil 4.64.a. Ni/Co oranlarına göre Karanlık Dere, Doruk Tepe ÖSK örneklerinin redoks koşulları



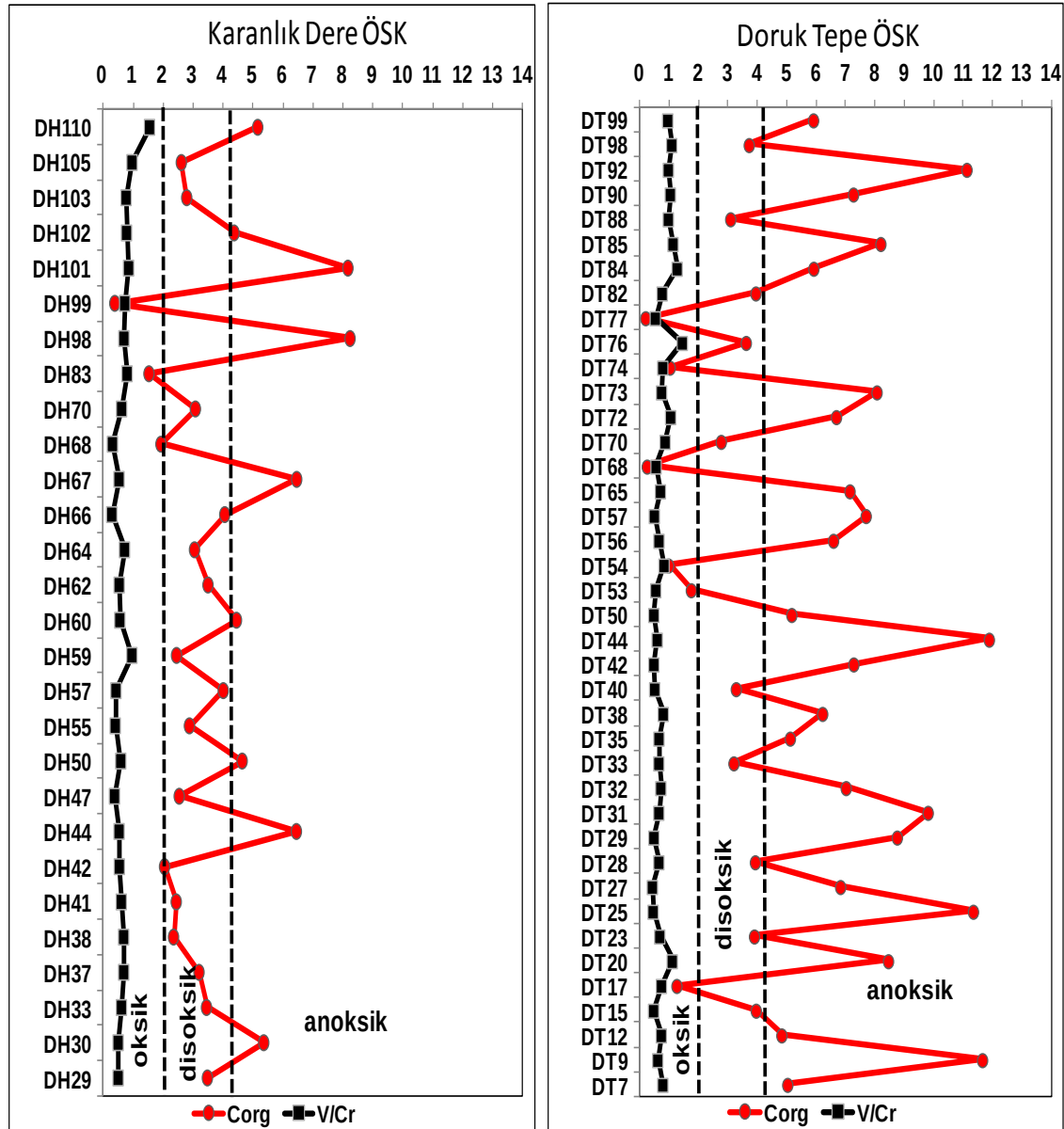
Şekil 4.64.b. Ni/Co oranlarına göre Emzik Beleni ve Harmancık Dere ÖSK örneklerinin redoks koşulları



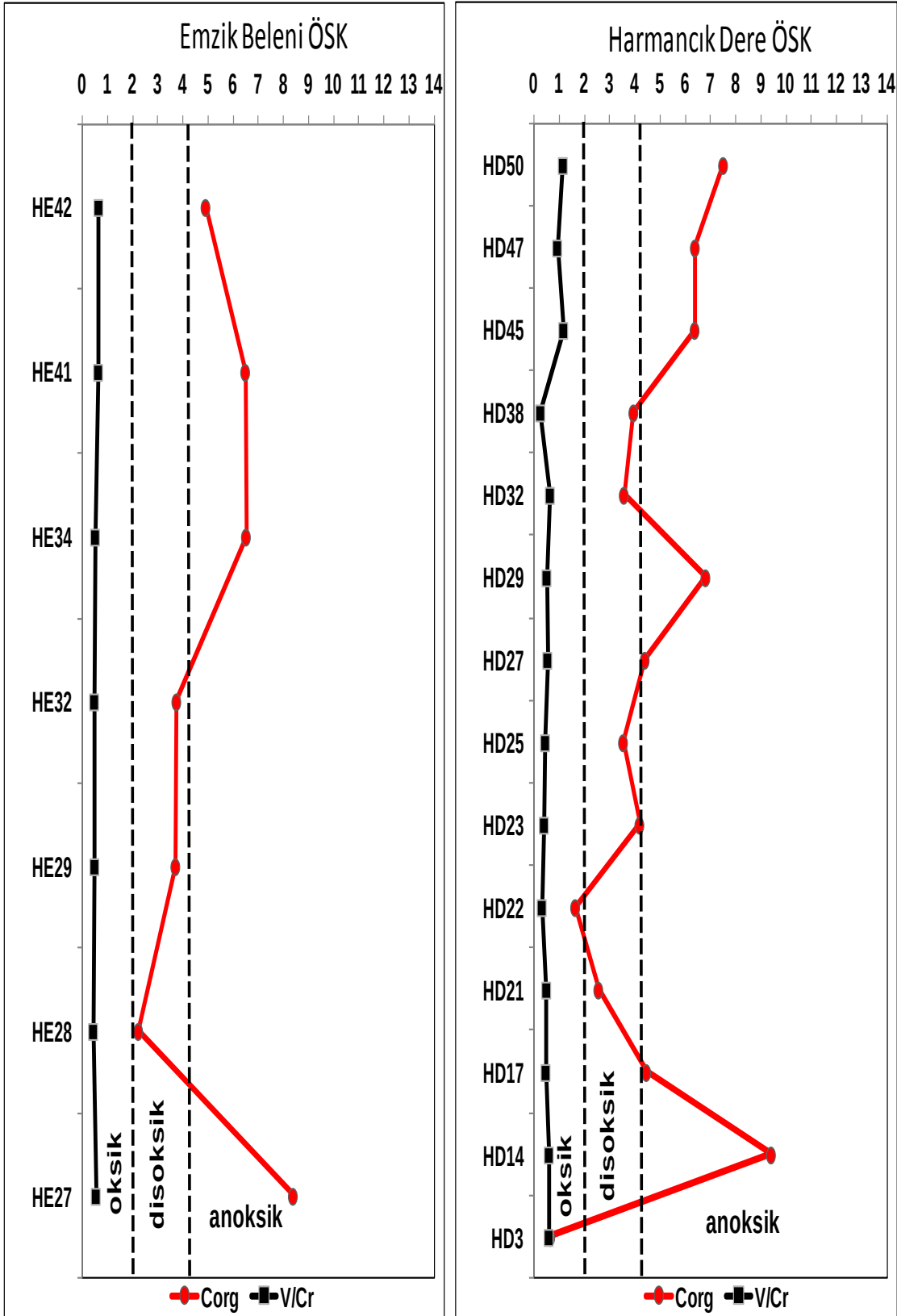
Şekil 4.64.c. Ni/Co oranlarına göre Kayalık Dere ÖSK örneklerinin redoks koşulları ile Tüm ÖSK örneklerinin ortalamaları

Çalışma alanı ÖSK'larındaki örneklerinin V/Cr oranları tabandan tavana incelenerek hangi depolanma ortamında yer aldıkları tespit edilmiştir. Buna göre tüm ÖSK'larımızdaki V/Cr oranlarının 0-2 aralığında yer aldığı ve OM miktarı ile bir ilişkisinin olmadığı görülmüştür (Şekil 4.65).

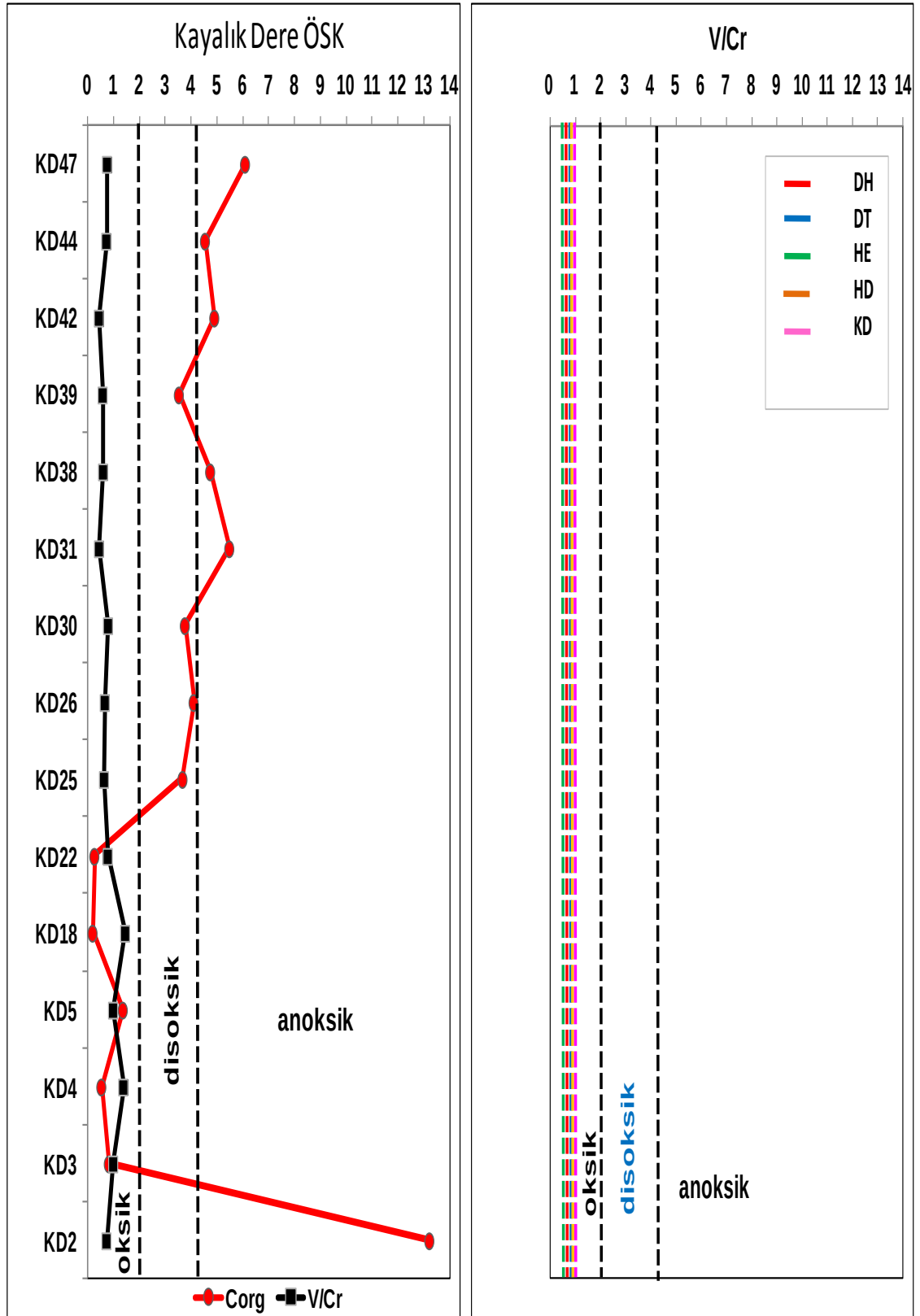
V/Cr ortalamaları değerlendirildiğinde tüm ÖSK'larımızın depolanma ortamının oksik zonda yer aldığı görülmüştür (Şekil 4.65).



Şekil 4.65 V/Cr oranına göre çalışma sahası ÖSK'larının redoks koşulları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu



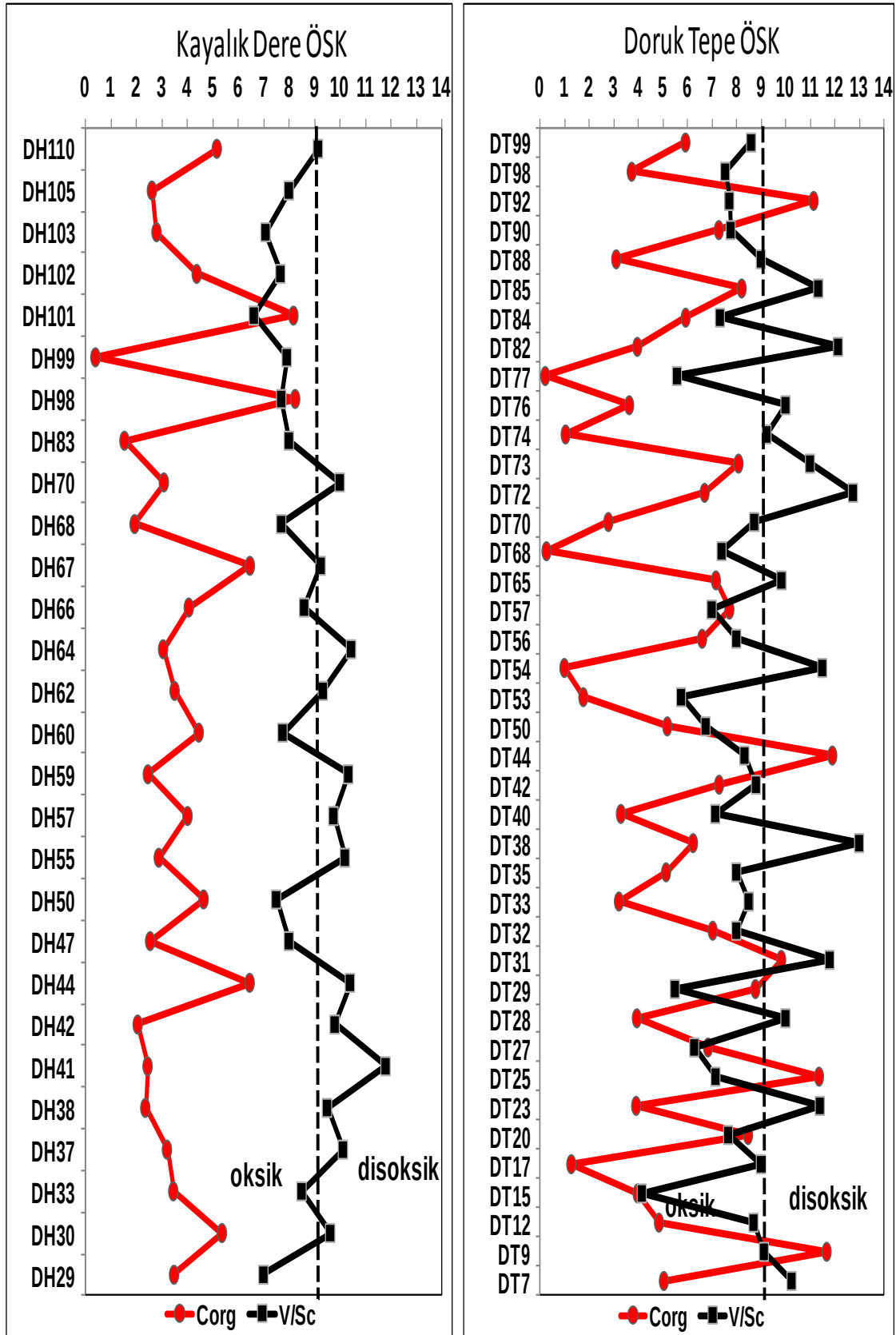
Şekil 4.65 V/Cr oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks koşulları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu (devam)



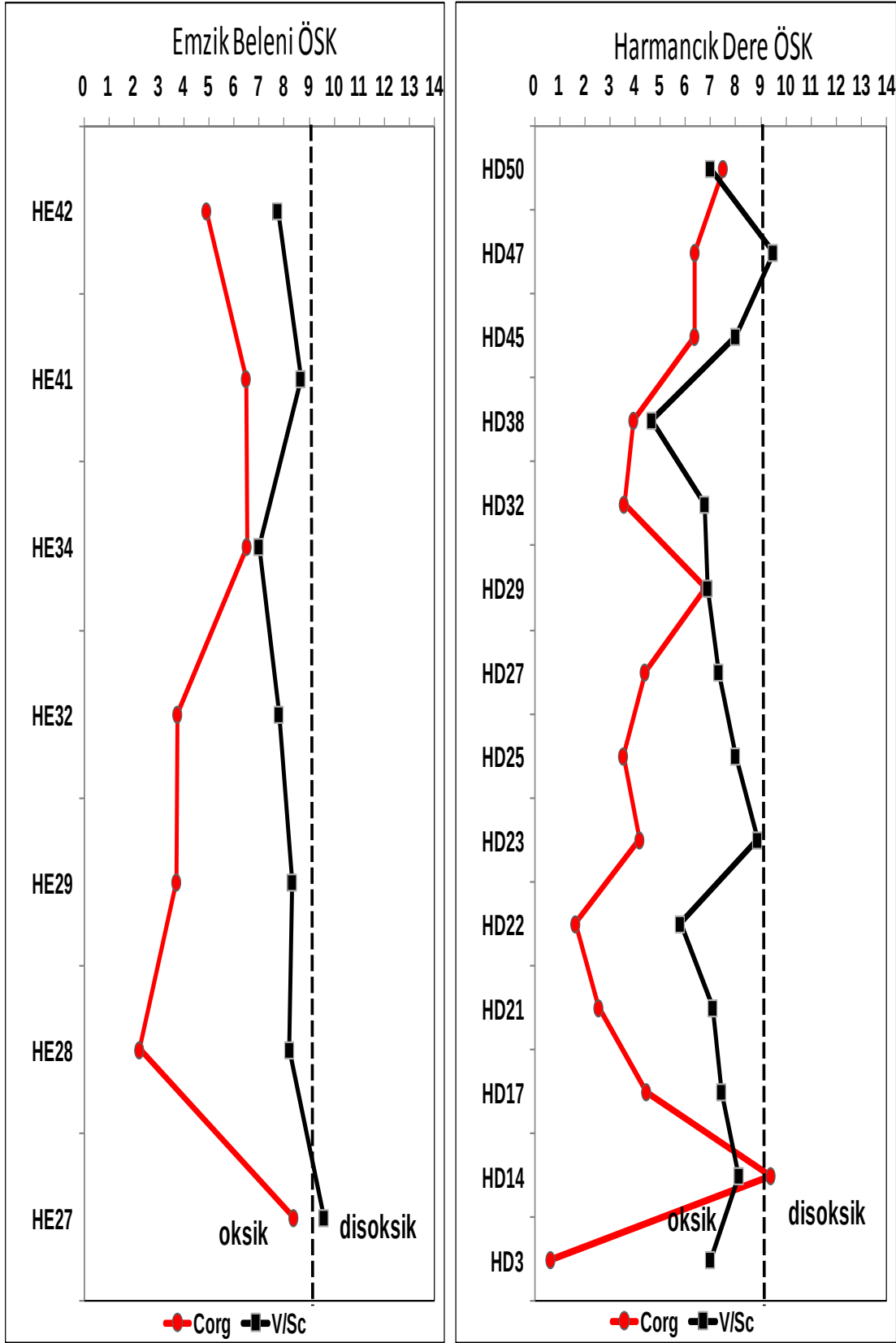
Şekil 4.65 V/Cr oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks koşulları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu (devam)

V/Sc oranlarına göre ÖSK'larımızdaki örnekler tabandan tavana incelenerek depolanma ortamı belirlenmeye çalışılmıştır. Buna göre ÖSK'larımızda V/Sc değerlerinin bazı seviyelerde OM ile paralellik gösterirken bazı depolanma katmanlarında zıt bir ilişki sergilemiştir. Bundan dolayıda incelenen örneklerin bir kısmı oksik bölgede yer alırken bir kısımda suboksik zonda yer almıştır. Genelde OM'nin arttığı kısımlarda depolanma ortamımız daha sülfidik bir redoks koşulu sağlamıştır (Şekil 4.66a, b, c).

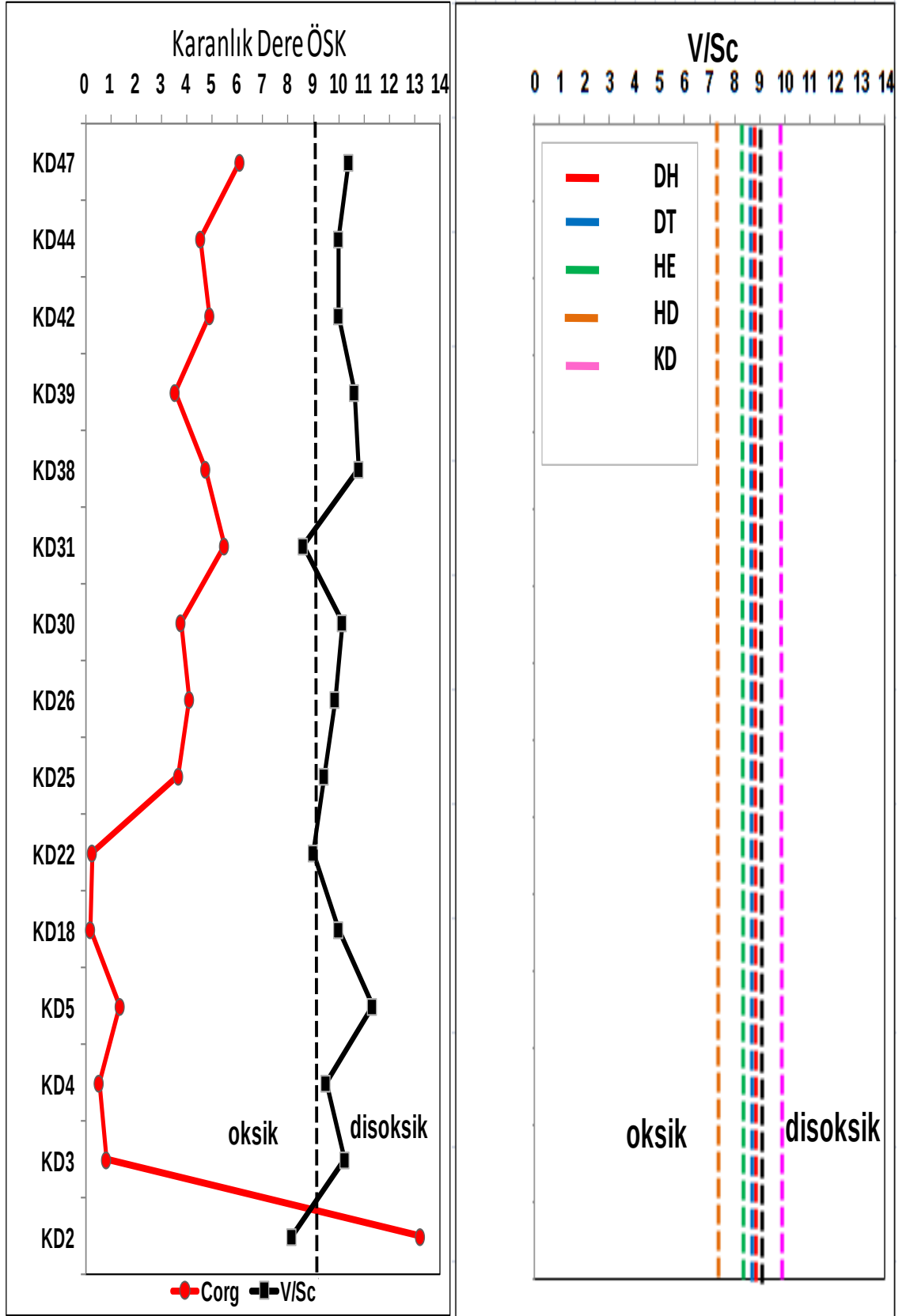
ÖSK ortalamaları alındığında; Karanlık Dere ÖSK'sı suboksik zonda yer alırken diğer ÖSK'larımız oksik bölgede yer almıştır. Buda bize depolanma ortamımızın çoğunlukla oksik redoks koşulunu sağladığını göstermektedir (Şekil 4.66.c).



Şekil 4.66.a. V/Sc oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks koşulları

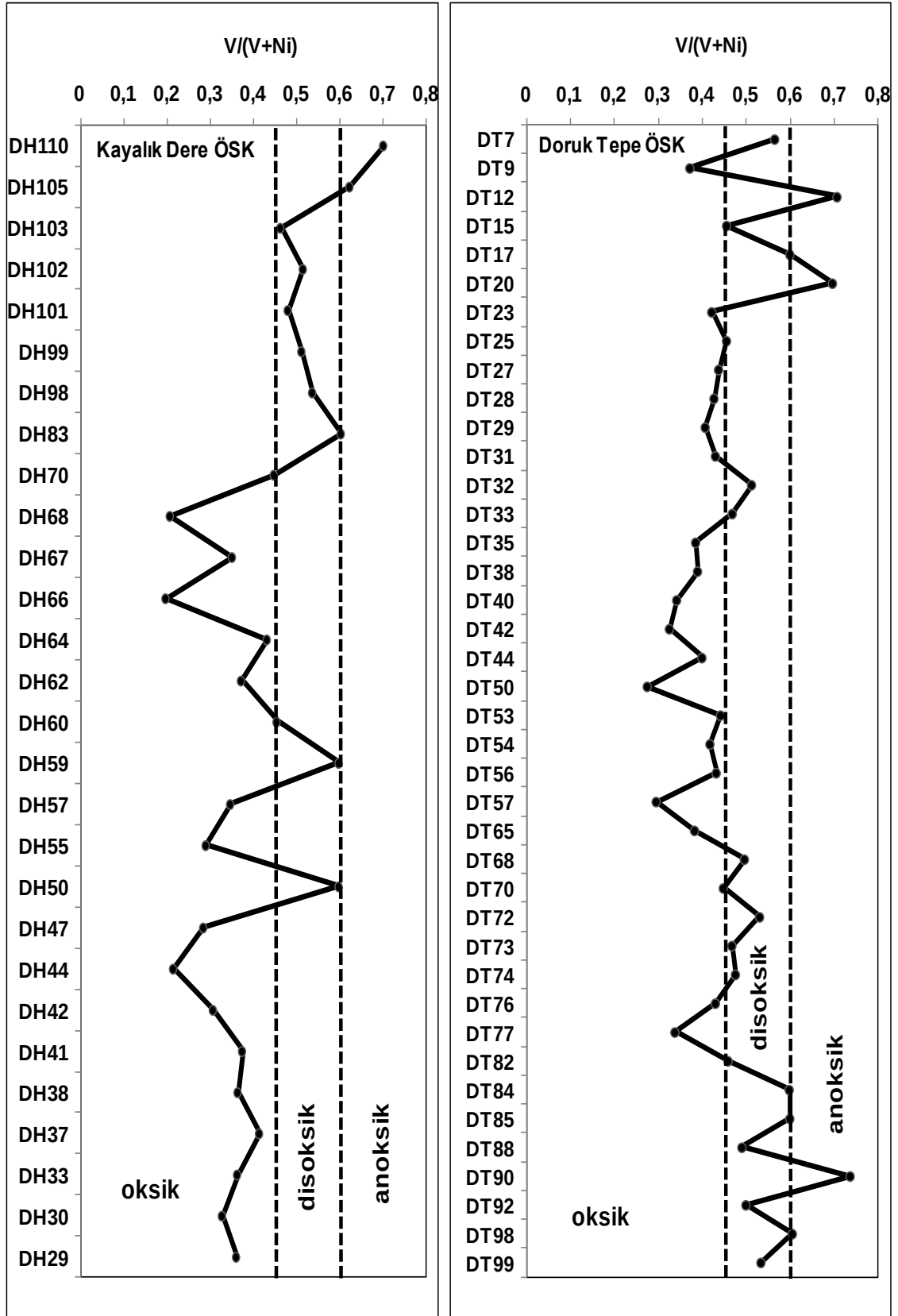


Şekil 4.66.b. V/Sc oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks koşulları

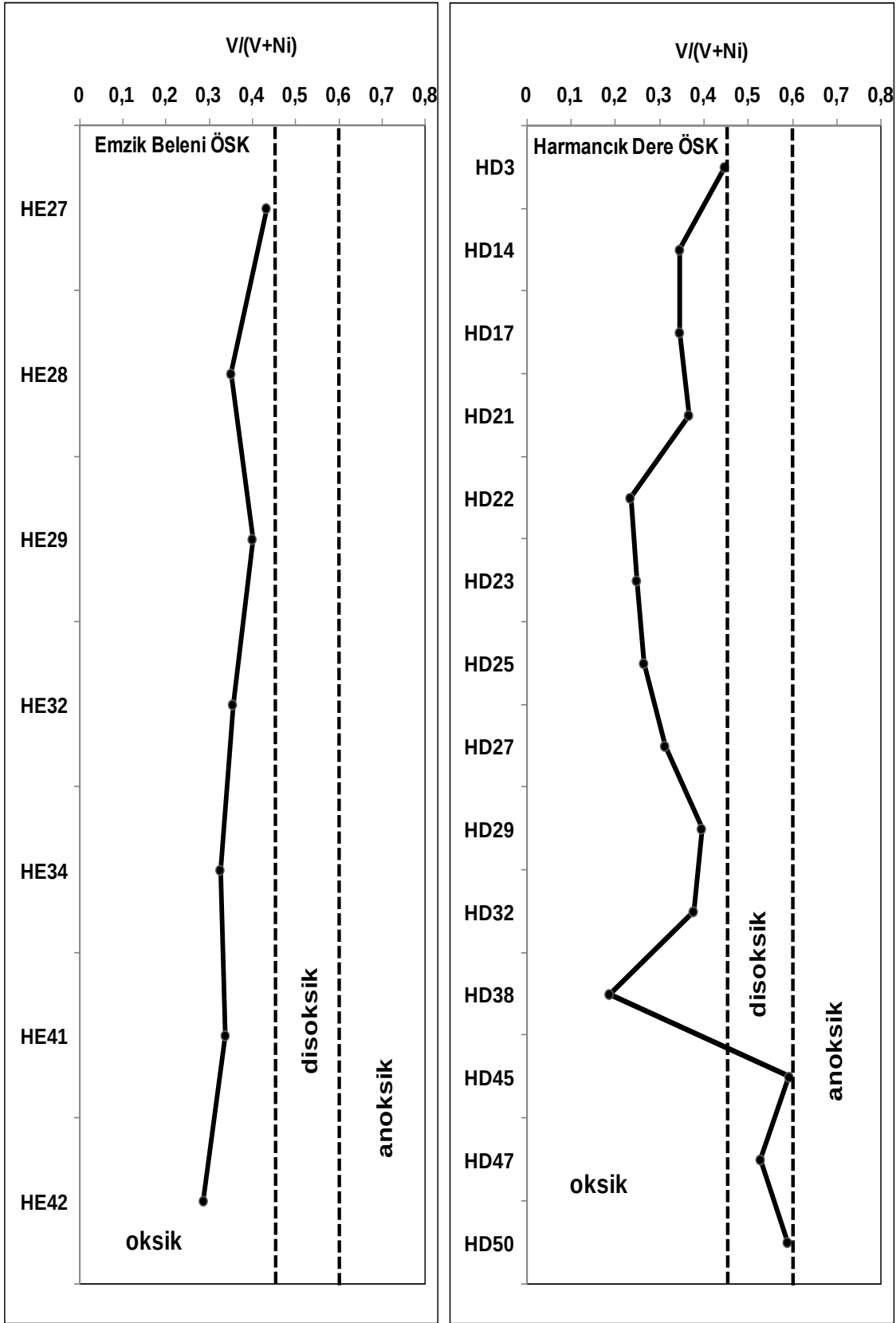


Şekil 4.66.c. V/Sc oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks koşulları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu

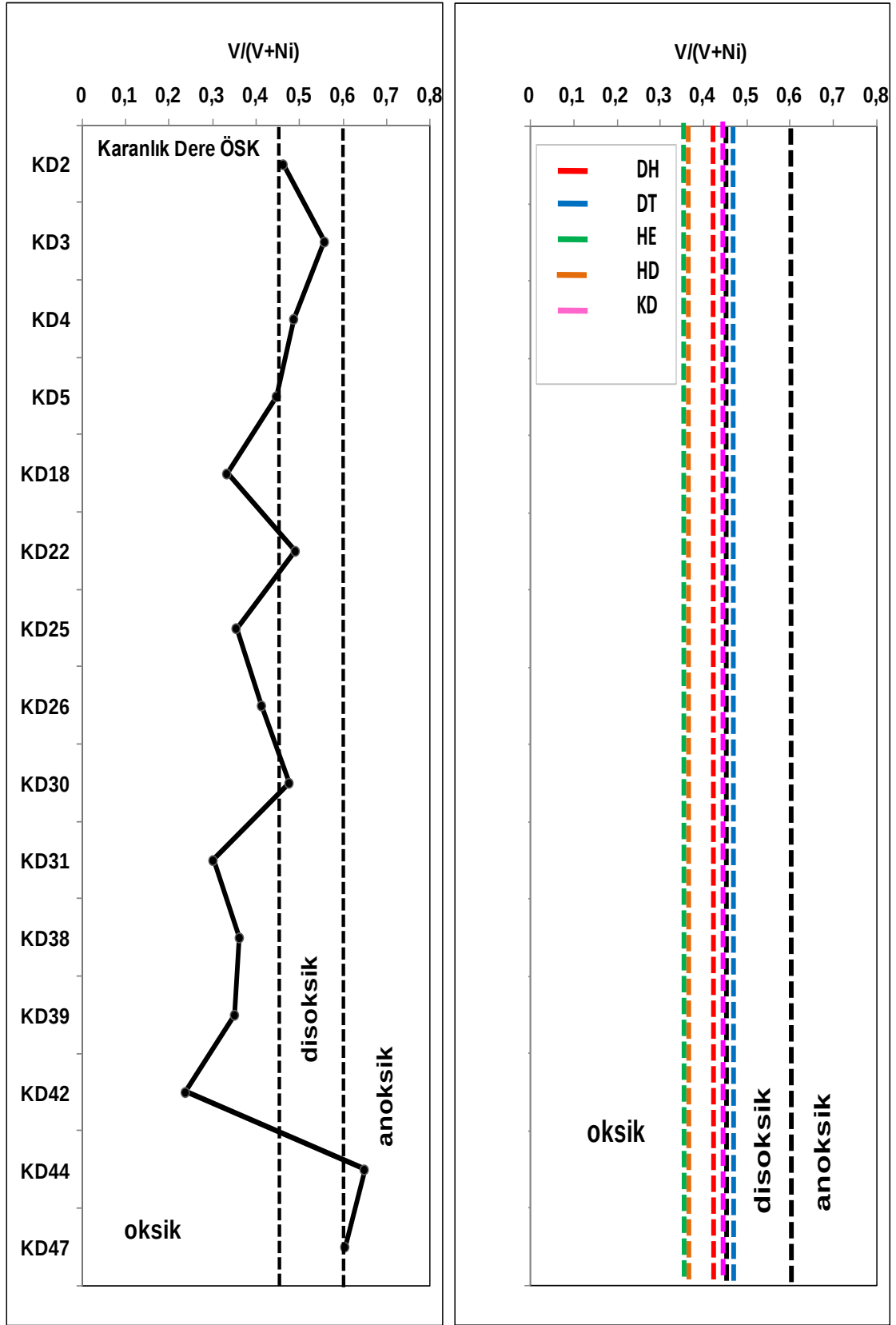
Çalışma alanı örnekleri $V/(V+Ni)$ oranları açısından değerlendirildiğinde ÖSK'larımızda tabandan tavana farklılıklar göstermiştir. Örneklerin bir kısmı oksik zonda yer alırken bir kısmı disoksik zonda yer almıştır. Bu durum depolanma ortamımızın homojen olmadığını ve sık bir rejim değişikliğine uğradığını göstermektedir (Şekil 4.67). $V/(V+Ni)$ ortalamaları alındığında ise Doruk Tepe ÖSK'sı disoksik bölgede yer alırken diğer ÖSK'lar oksik kısımda yer almıştır (Şekil 4.67). Bu grafiklerde element oranları C_{org} 'a göre çok düşük değerlerde kaldığı için C_{org} değerleri grafiğe işlenmemiştir.



Şekil 4.67 V/(V+Ni) oranına göre çalışma sahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu

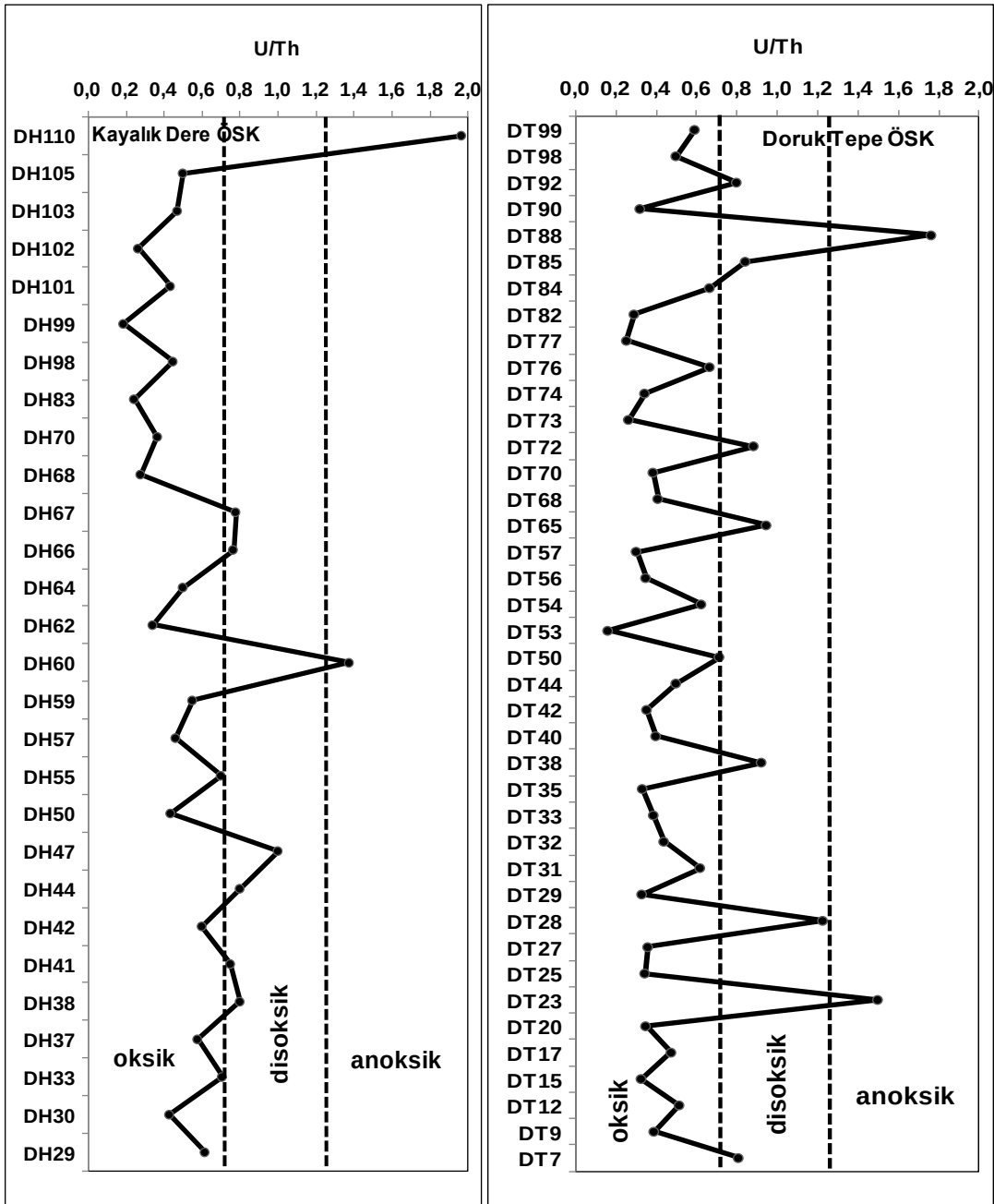


Şekil 4.67 V/(V+Ni) oranına göre çalışma sahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu (devam)

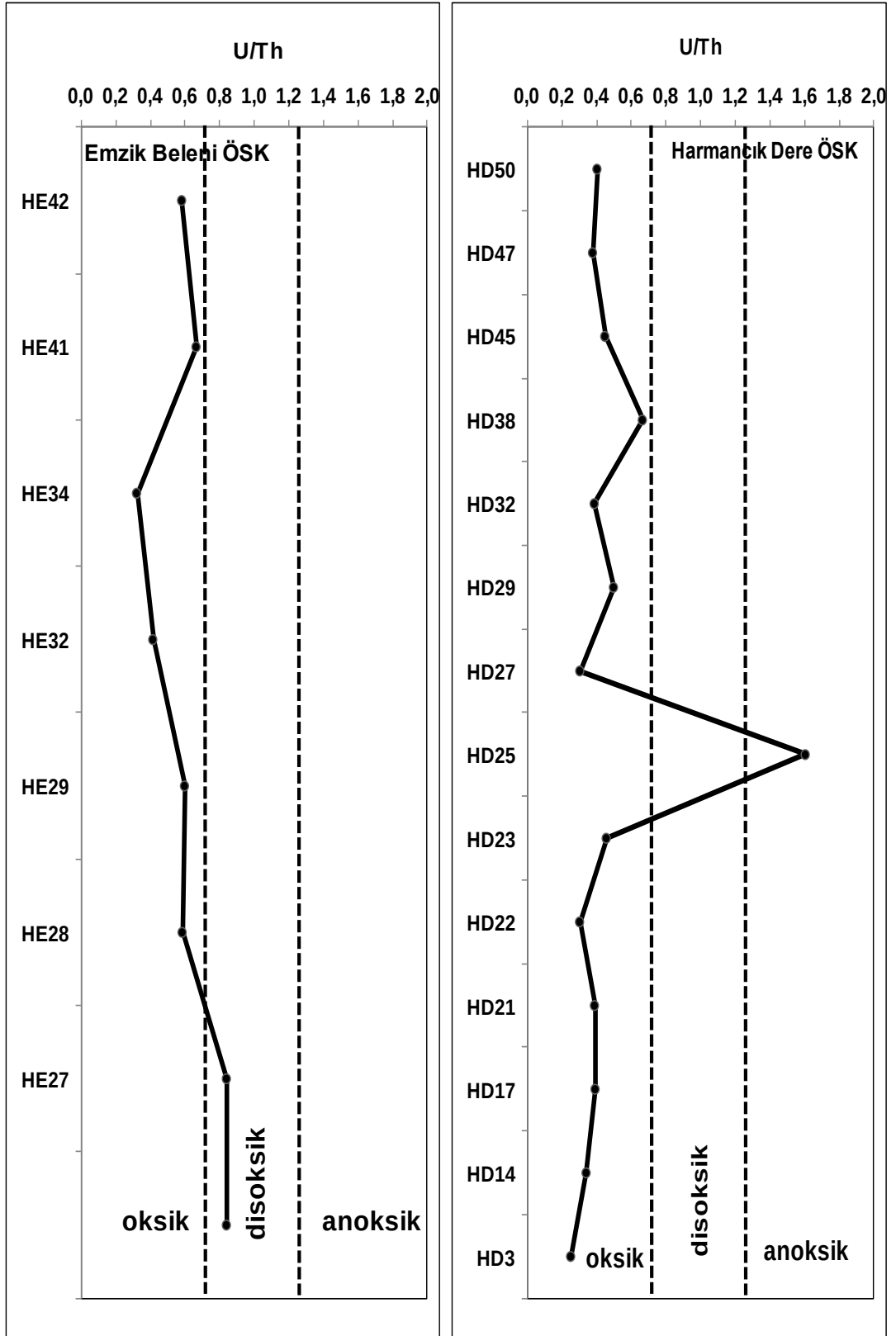


Şekil 4.67 V/(V+Ni) oranına göre çalışma sahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu (devam)

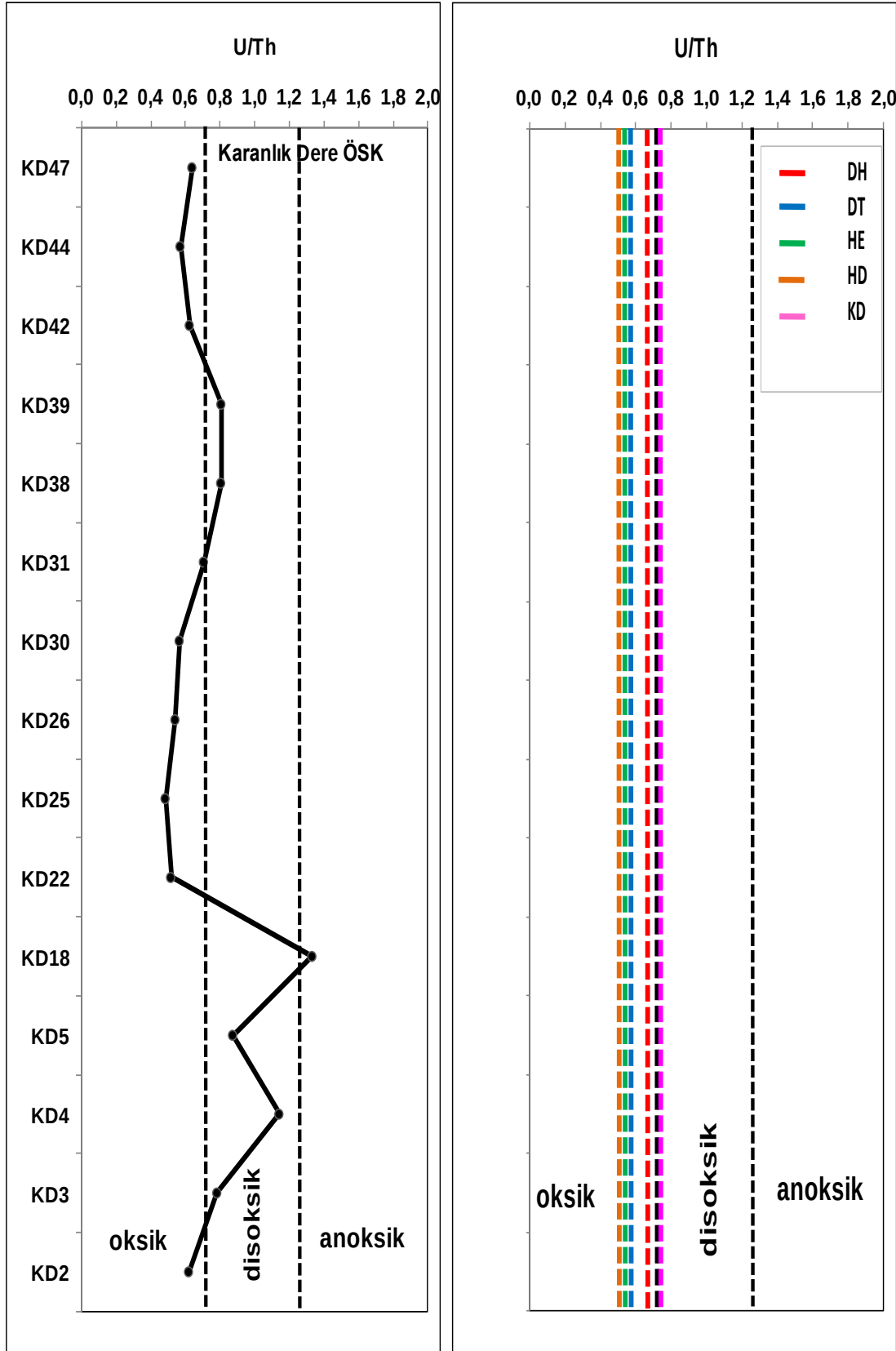
Çalışma alanı ÖSK örnekleri U/Th oranlarına göre redoks ortamı belirlenmiştir. Tabandan tavana örneklerdeki U/Th değerleri büyük bir çoğunlukla oksik zona düşerken çok az bir bölümü disoksik zona düşmüştür. Buda depolanma ortamının çok az sülfidik olduğu, genelde oksijenli bir yapıda olduğunu göstermiştir (Şekil 4.68.a, b, c). U/Th ortalamaları alındığında ise Karanlık Dere ÖSK'sı disoksik zonda yer alırken diğer ÖSK'larımız oksik zonda yer almıştır (Şekil 4.68.c).



Şekil 4.68.a. U/Th oranına göre çalışma sahası ÖSK'larının redoks koşulları

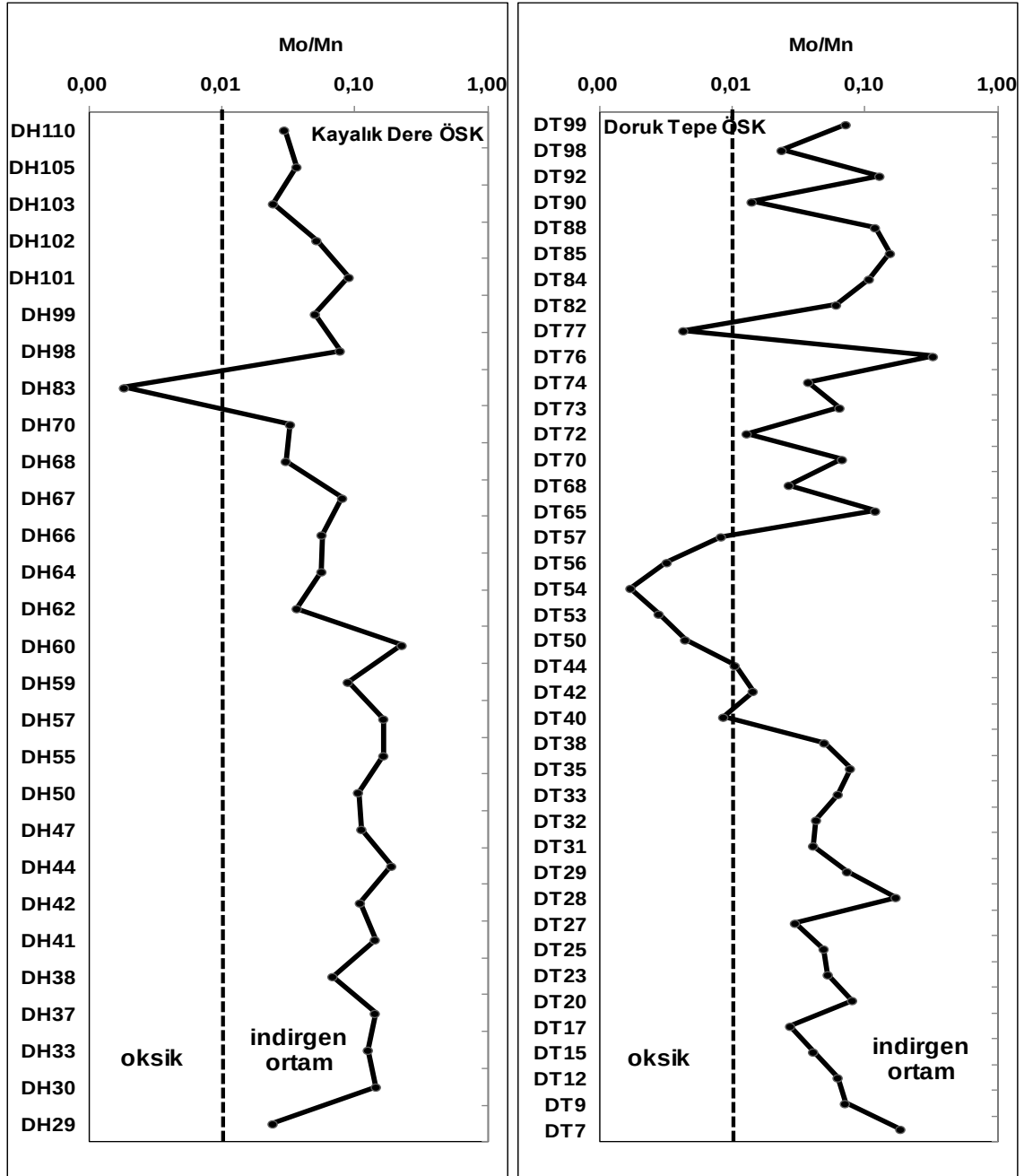


Şekil 4.68.b. U/Th oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks koşulları

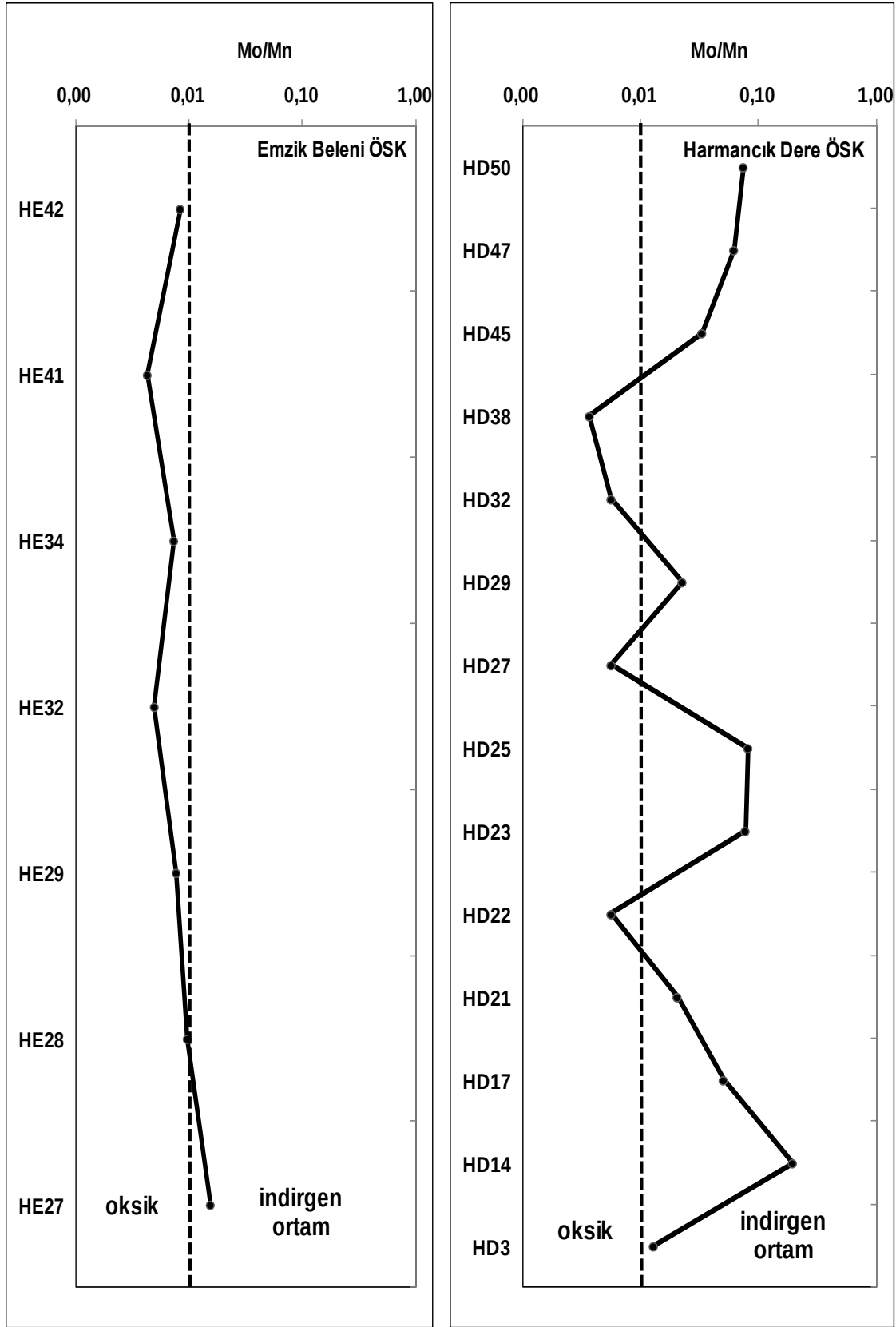


Şekil 4.68.c. U/Th oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu

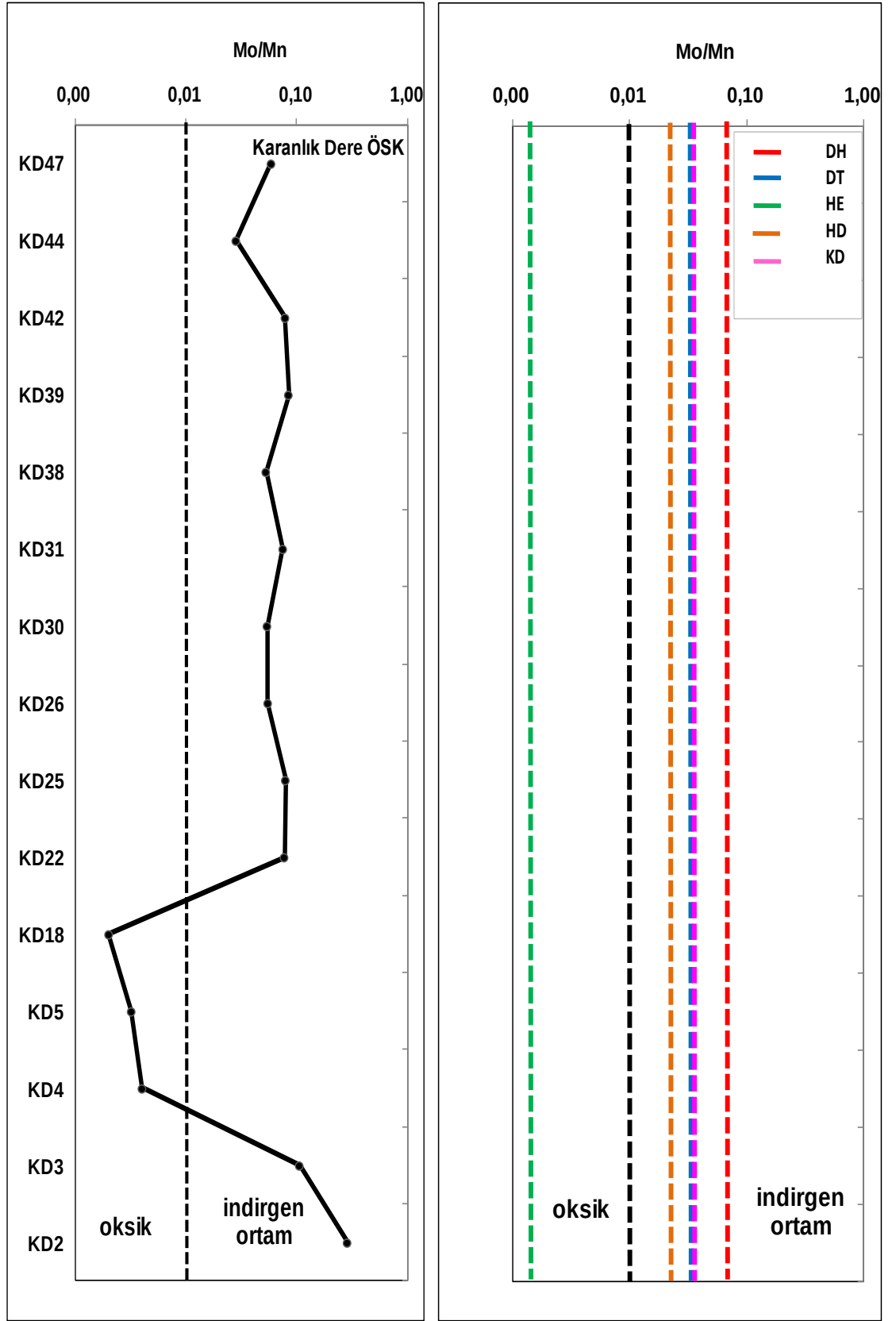
Mo/Mn oranlarına göre çalışma alanı depolanma ortamı tepit edilmeye çalışılmıştır. Şekil 4.69'daki grafikler incelendiğinde; Emzek Beleni ÖSK'sındaki örneklerin dışında diğer ÖSK'lardaki örneklerin çoğunlukla indirgen ortam alanına düştüğü görülmektedir. Mo/Mn oranına göre depolanma ortamımızın kısmen sülfidik bir yapıda olduğu söylenebilir (Şekil 4.69).



Şekil 4.69 Mo/Mn oranına göre çalışma sahası ÖSK'larının redoks koşulları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu

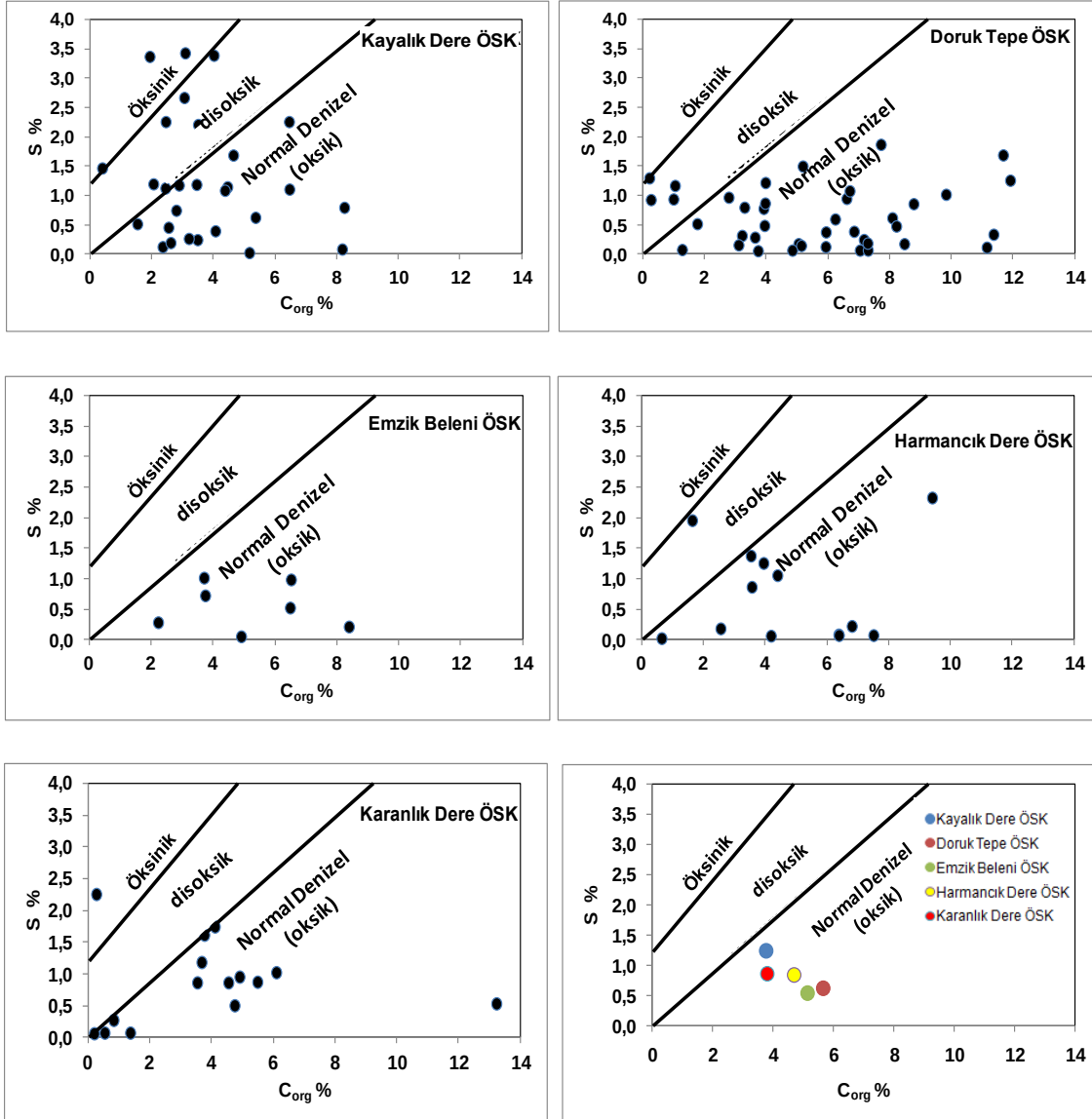


Şekil 4.69 Mo/Mn oranına göre çalışma sahası ÖSK'lerinin redoks koşulları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu (devam)



Şekil 4.69 Mo/Mn oranına göre çalışma sahası ÖSK'larının redoks koşulları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu (devam)

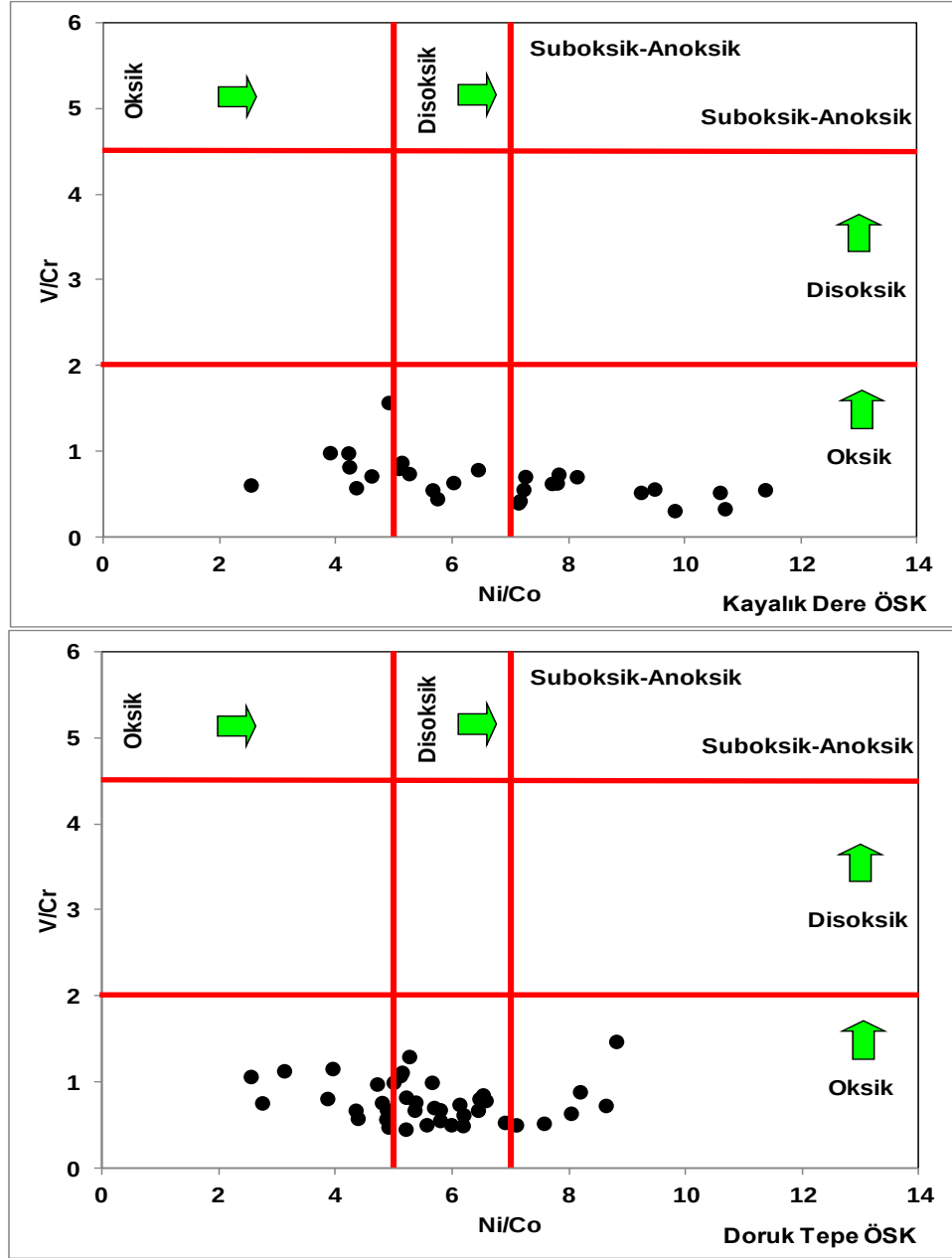
Çalışma alanı organik maddece zengin örneklerin S-C_{org} grafiklerinde hangi redoks ortamına düştükleri incelenmiştir (Şekil 4.70). Örneklerin çoğunluğu oksik redoks koşulunu sağlarken az bir kısmı disoksik zonda yer almıştır. ÖSK ortalamaları göz önünde bulundurulduğunda ise tüm ÖSK'larımızın normal denizel ortam çizgisinin alt kısmına yani oksik kısımda yer aldığı tespit edilmiştir (Şekil 4.70).



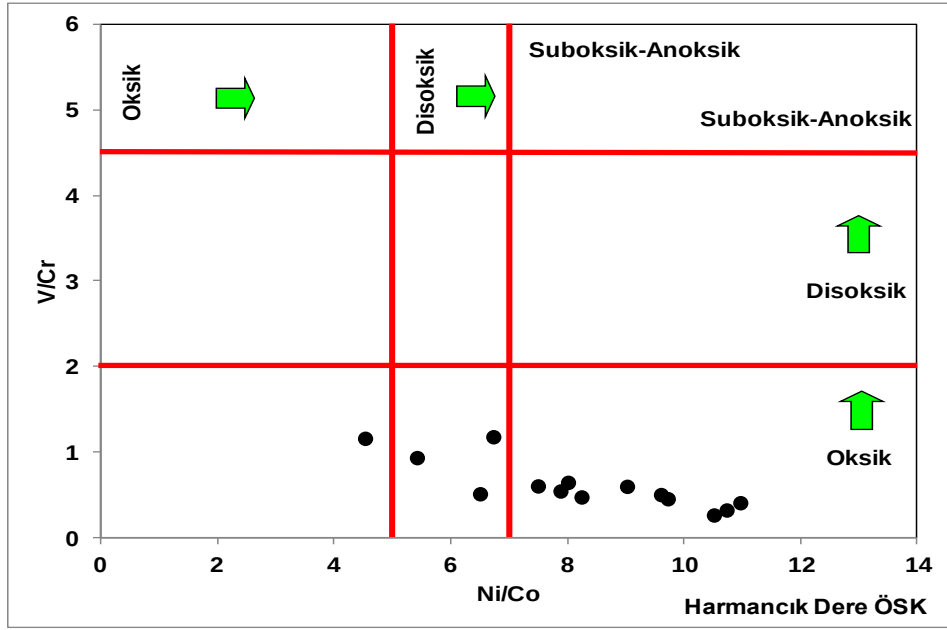
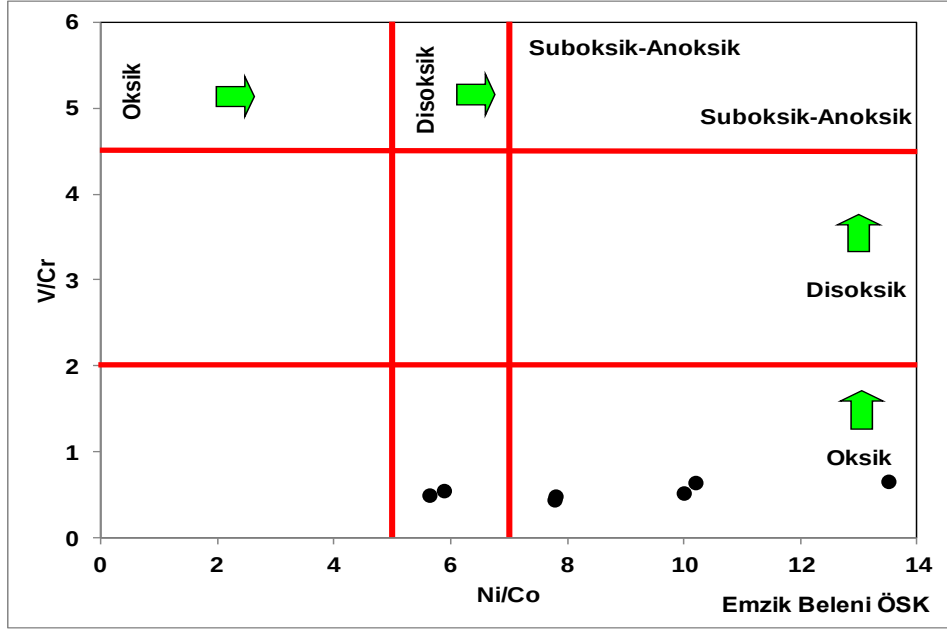
Şekil 4.70 Çalışma alanı ÖSK'larının toplam S – C_{org} grafikleri ile tüm ÖSK S-C_{org} ortalamaları grafikleri

Diğer bir redoks belirleyici parametre olan V/Cr-Ni/Co grafikleri incelendiğinde bitümlü örnekler V/Cr oranına göre oksik zonda, Ni/Co oranına göre ise çoğunlukla disoksik-anoksik alanda yer almıştır (Şekil 4.71). ÖSK ortalamaları

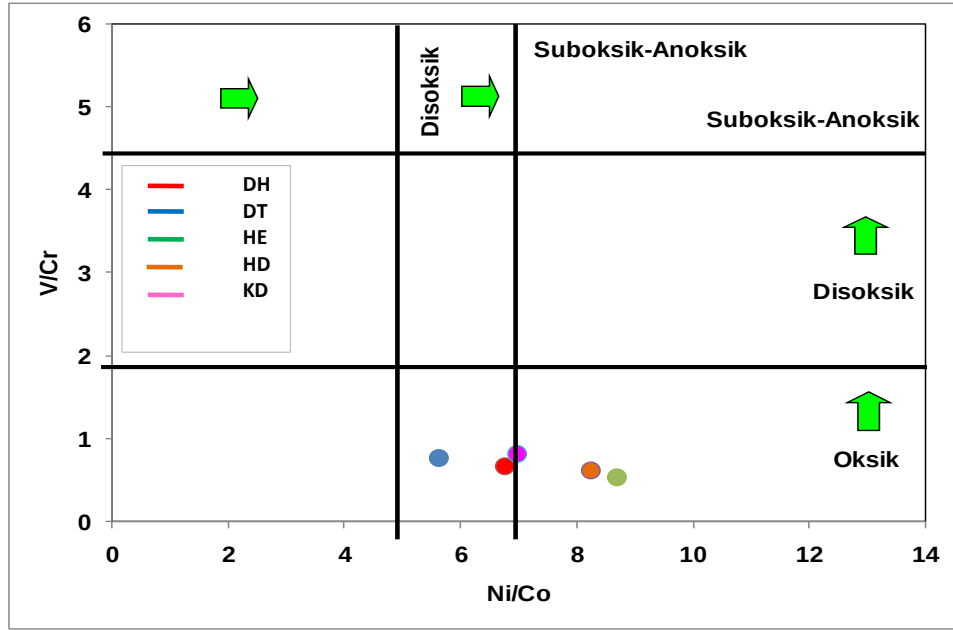
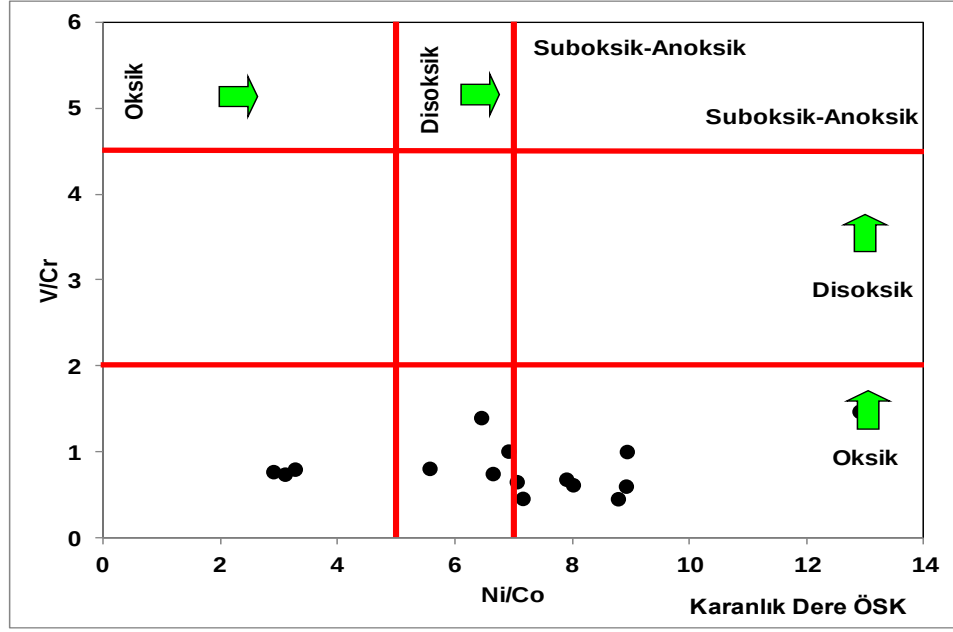
değerlendirildiğinde; V/Cr oranına göre tüm ÖSK'lar oksik zonda yer alırken, Ni/Co oranına göre Doruk Tepe, Kayalık Dere ve Karanlık Dere ÖSK'ları disoksik, diğer ÖSK'lar anoksik zonda yer almıştır (Şekil 4.71).



Şekil 4.71 V/Cr – Ni/Co oranına göre çalışma sahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu



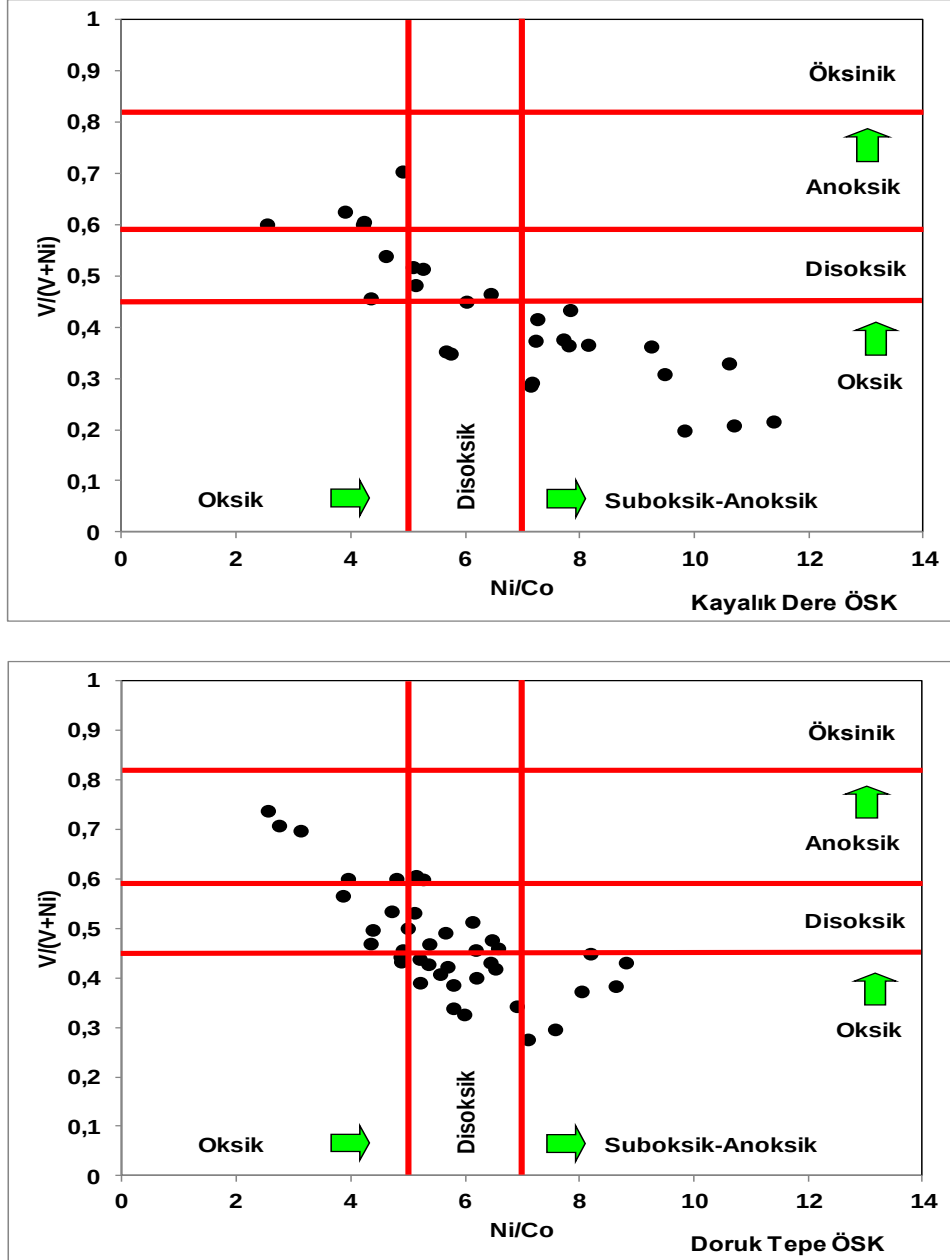
Şekil 4.71 V/Cr – Ni/Co oranına göre çalışma sahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu (devam)



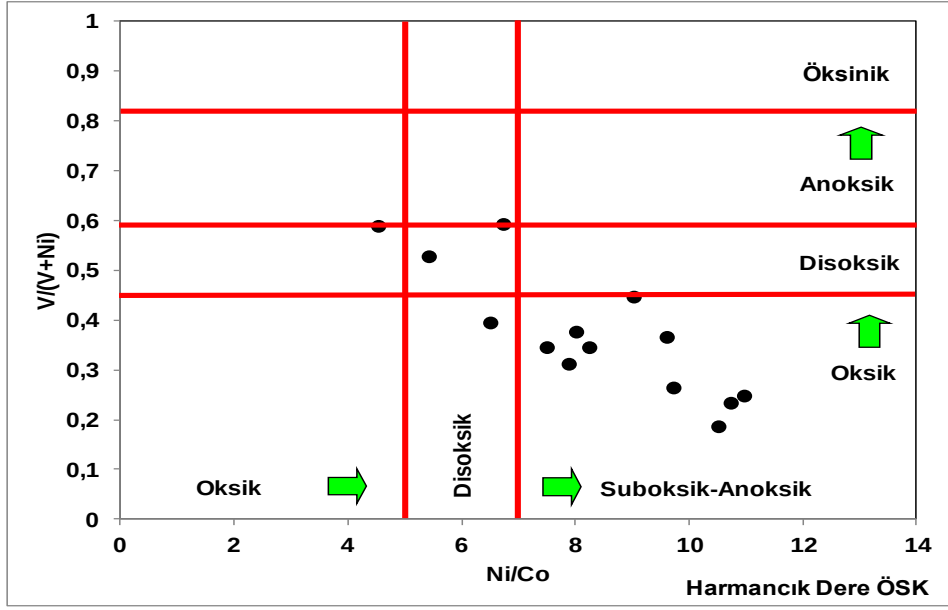
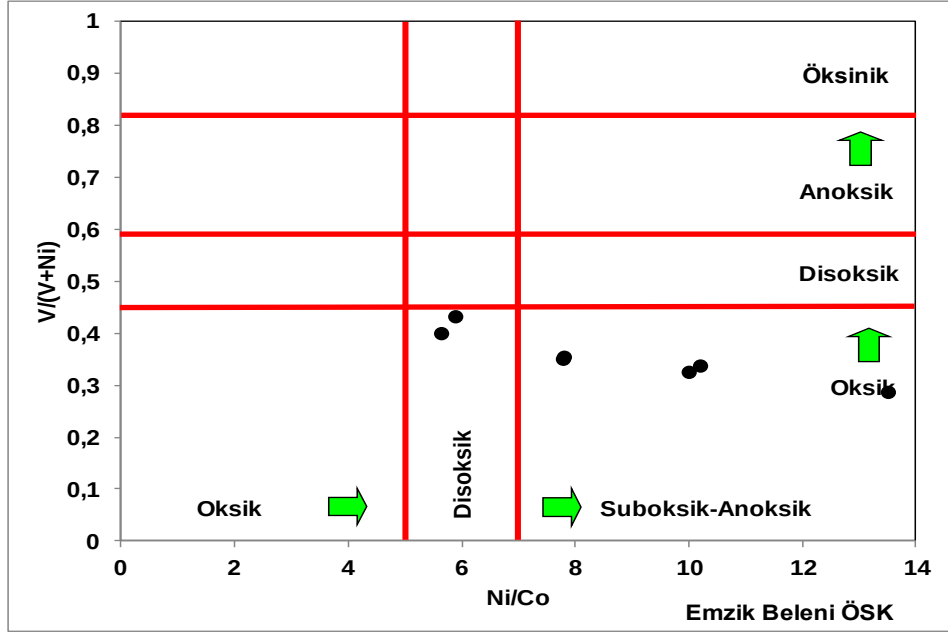
Şekil 4.71 V/Cr – Ni/Co oranına göre çalışma sahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu (devam)

Çalışma alanı ÖSK örneklerinin $V/(V+Ni)$ -Ni/Co grafiklerinde de hangi redoks alanına düştüğü hesaplanmıştır. Şekil 4.72'de görüleceği üzere $V/(V+Ni)$ değerlerine göre Kayalık Dere, Doruk Tepe ve Karanlık Dere ÖSK'larında örneklerin değişik oranlarda oksik-disoksik-öksinik alanlara düştüğü, buna karşılık Emzik Beleni ve Harmancık Dere ÖSK örneklerinin bir çoğunun oksik alana düştüğü görülmüştür. Ni/Co değerlerine göre ise; Kayalık Dere ve Doruk Tepe ÖSK örneklerinin oksik-disoksik-anoksik

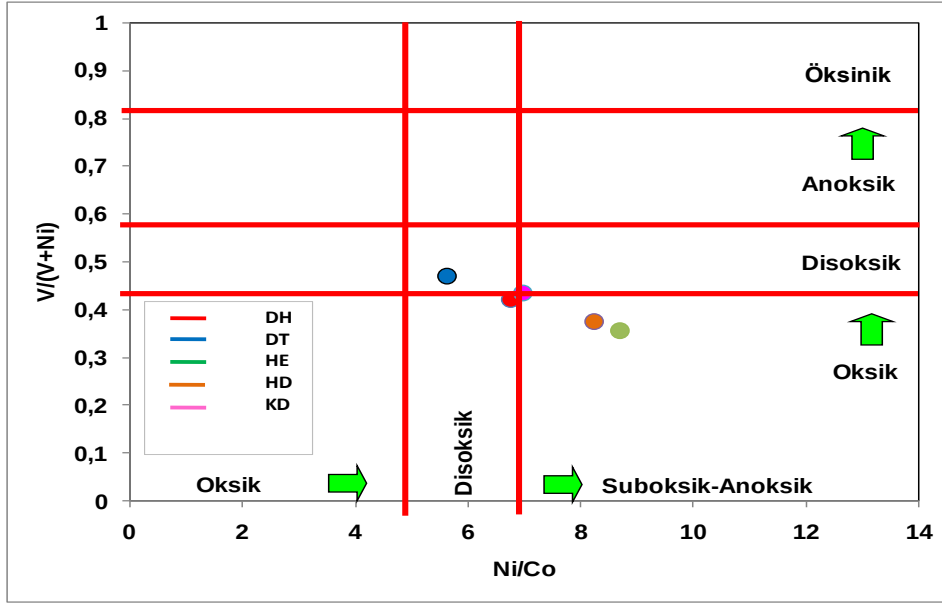
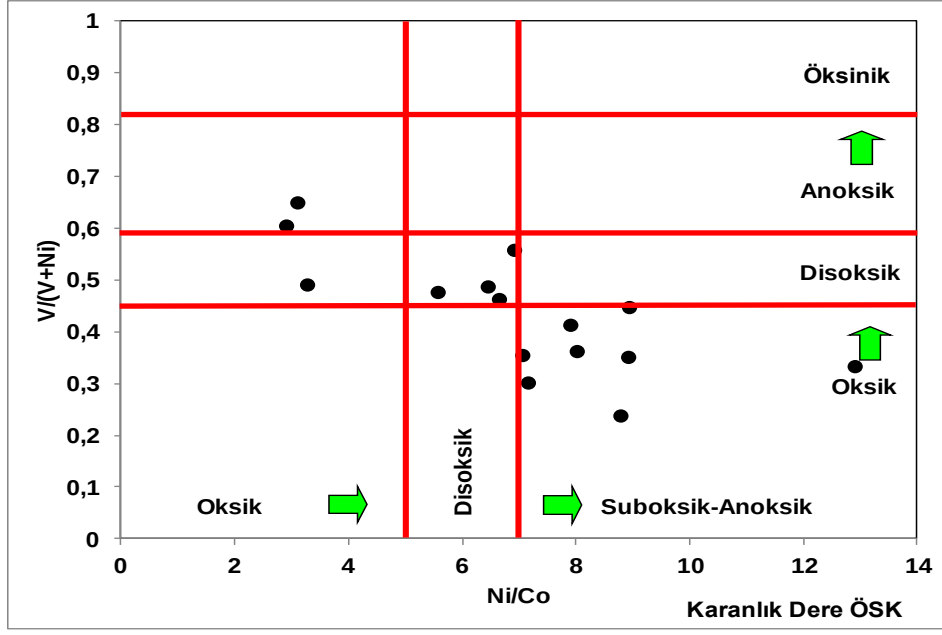
alanlarına değişik oranlarda dağıldığı buna karşılık diğer ÖSK'lerdeki örneklerinin çoğunluğu disoksik-anoksik zonda yer aldığı görölmüştür (şekil 4.72).



şekil 4.72 V/(V+Ni) - Ni/Co oranına göre çalışma sahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu



Şekil 4.72 V/(V+Ni) - Ni/Co oranına göre çalışma sahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu (devam)



Şekil 4.72 $V/(V+Ni)$ - Ni/Co oranına göre çalışma sahası ÖSK'ları ile tüm ÖSK ortalamalarının redoks koşulu (devam)

Çalışma sahasında yapılan 5 adet ÖSK içerisindeki bitümlü kayaç örneklerine ait iz element oranları kullanılarak redoks koşulları belirlendiğinde Ni/Co oranına göre depolanma ortamının indirgen, $V/Cr-V/Sc-V/(V+Ni)$ ve U/Th oranlarına göre oksik-disoksik, Mo/Mn oranına göre ise indirgen-oksik redoks koşulunu işaret ettiği görülmektedir. Bu oranların ÖSK içerisindeki ortalama değerleri dikkate alındığında

DH, DT, HE ve HD ÖSK'larının %50 ile %83 aralığında oksik, KD ÖSK'sının ise %67 indirgen-%33 oksik redoks koşulunu sağladığını söyleyebiliriz (Çizelge 4.21).

S-C_{org} grafiklerine göre ise tüm ÖSK'larımızın ortalamalarının oksik alanda yer aldığı görülmüştür (Çizelge 4.21).

Çizelge 4.21 Redoks belirleyicilere göre çalışma ortamı ÖSK'larına ait redoks koşulları

ÖSK	Ni/Co	V/Cr	V/Sc	V/(V+Ni)	U/Th	Mo/Mn	oksik(%)	disoksik(%)	anoksik(%)	S - C _{org}
DH	disoksik	oksik	oksik	oksik	oksik	indirgen	67	16	17	oksik
DT	disoksik	oksik	oksik	disoksik	oksik	indirgen	50	33	17	oksik
HE	anoksik	oksik	oksik	oksik	oksik	oksik	83	-	17	oksik
HD	anoksik	oksik	oksik	oksik	oksik	indirgen	67	-	33	oksik
KD	disoksik	oksik	disoksik	oksik	disoksik	indirgen	33	50	17	oksik

4.7 Detritik Köken Tayini

Çoğu sedimanların iz-element içeriğinin bir kısmı detritik kökenlidir. Bir iz element içeriğinin detritik kaynaklarca baskın olarak kontrol edilip edilmediğinin kolay anlaşılmasının bir yolu, genellikle detritik kökenle çok kuvvetli olan ve çoğunlukla diyajenez süresince sabit olan Al veya Ti'ye karşılık iz element diyagramını çizmektir (Calvert ve Pedersen 1993, Tribovillard vd. 1994, Hild ve Brumsack 1998, Bönn vd. 2004). Eğer karşılaştırılması yapılacak iz element Al veya Ti ile pozitif bir korelasyon sergiliyorsa ve bu iz element ortalama şeyl konsantrasyonlarından daha çok miktarlara sahip ise, iz elementin esas olarak detritik kökenli olduğu ve paleoortamsal analizlerde kullanılamayacağı çıkartılabilir.

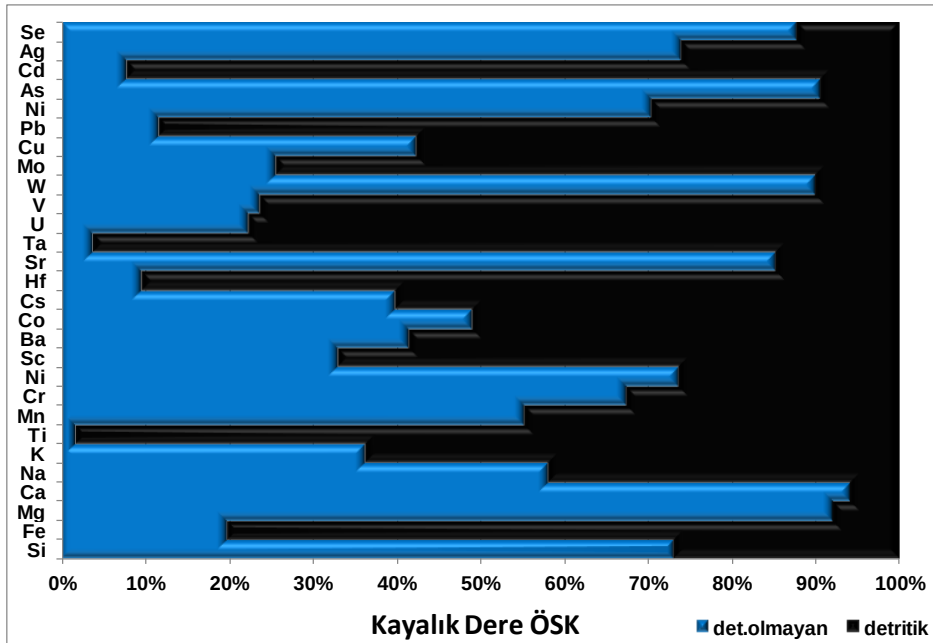
Brumsack (2006) aşağıdaki formülü kullanarak elementlerin kökeninin detritik ya da detritik olmayan şeklinde ayırt etmiştir.

$$\dot{I}E_{\text{detritik olmayan}} = \dot{I}E_{\text{örnek}} - Al_{\text{örnek}} (\dot{I}E/Al)_{\text{şeyl}}$$

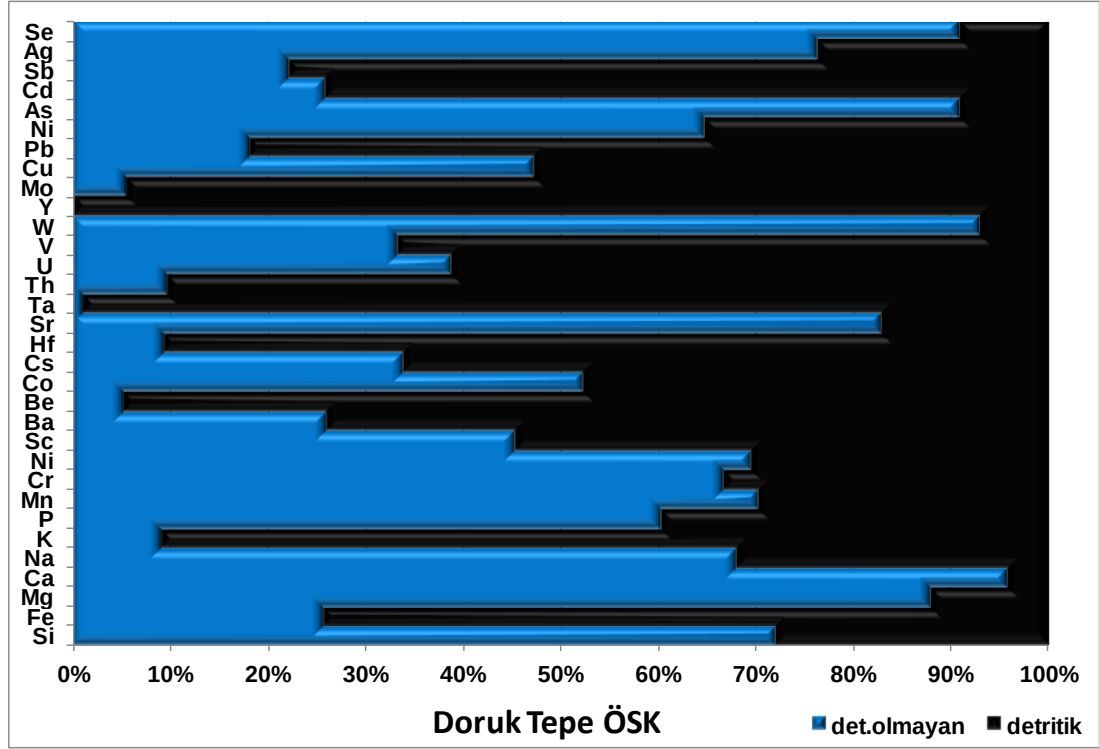
Bu formül kullanılarak çalışma alanı örneklerinde yer alan elementlerin kaynaklarının detritik ve detritik olmayan kökenleri tespit edilmiştir (Şekil 4.73-4.77). Çalışma alanı organik maddece zengin kayalarındaki element zenginleşmelerinin kaynağı genellikle deniz suyudur. Detritik kökenli element kaynakları akarsuların karalardan akarken geçtikleri güzergahlardaki ana kayalardan çözerek bünyelerine aldıkları elementler ile rüzgarların depolanma ortamlarına getirmiş oldukları elementler şeklinde yorumlanabilirler (Sarı vd. 2008).

Kayalık Dere ÖSK'sına ait örnekler incelendiğinde Cd, Pb, Mo, V, U, Ta, Hf, Cs, Ba, Sc, Ti ve Fe elementlerinin detritik kaynaktan geldiği, diğer iz elementlerin ise (Se, Ag, As, Ni, W, Ni, Cr, Mn, Na, Ca, Mg ve Si) detritik olmayan kaynaktan geldiği Şekil 4.73'de görülmektedir.

Doruk Tepe ÖSK'sı örnekleri incelendiğinde Sb, Cd, Pb, Mo, Y, Th, Ta, Hf, Cs, Be, Ba, Sc, K ve Fe elementlerinin detritik kaynaktan, Se, Ag, As, Ni, W, Sr, Co, Ni, Cr, Mn, P, Na, Ca, Mg ve Si elementlerin ise detritik olmayan kaynaktan geldiği gözlemlenmiştir (Şekil 4.74).



Şekil 4.73 Kayalık Dere ÖSK örneklerine ait elementlerin detritik-detritik olmayan yüzde miktarları

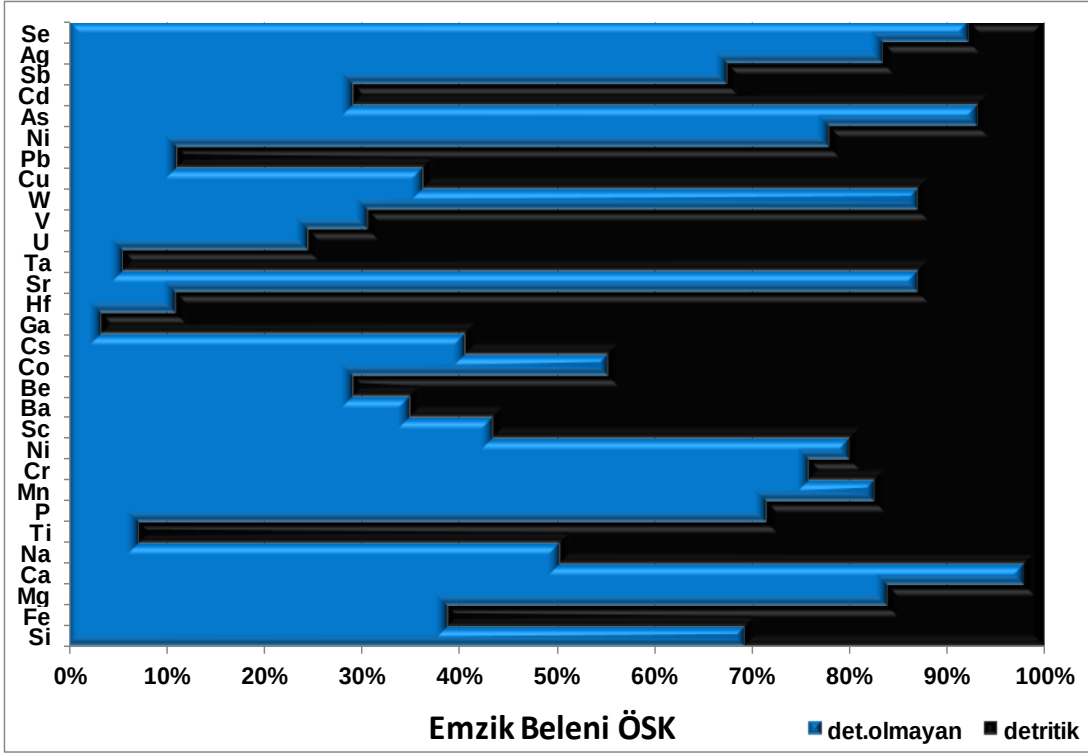


Şekil 4.74 Doruk Tepe ÖSK örneklerine ait elementlerin detritik-detritik olmayan yüzde miktarları

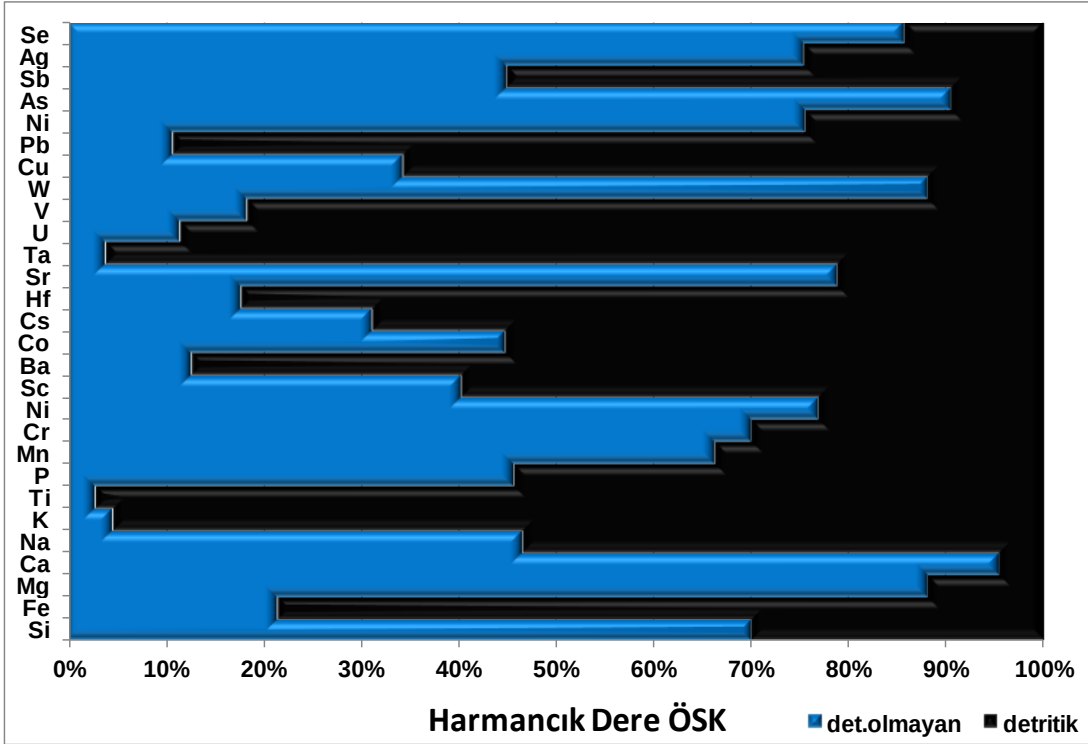
Emzik Beleni Ösk'sına ait elementlerden Cd, Pb, Cu, V, U, Ta, Hf, Ga, Cs, Be, Ba, Sc, Ti ve Fe detritik, Se, Ag, Sb, As, Ni, W, Sr, Co, Ni, Cr, Mn, P, Na, Ca, Mg ve Si detritik olmayan kaynaktan geldiği tespit edilmiştir (Şekil 4.75).

Harmancık Dere ÖSK'sına ait örnekler incelendiğinde Sb, Pb, Cu, V, U, Ta, Hf, Cs, Co, Ba, Sc, P, Ti, K ve Fe elementlerinin detritik kaynaktan, Se, Ag, As, Ni, W, Sr, Ni, Cr, Mn, Ca, Mg ve Si elementlerin detritik olmayan kaynaktan geldiği gözlemlenmiştir (Şekil 4.76).

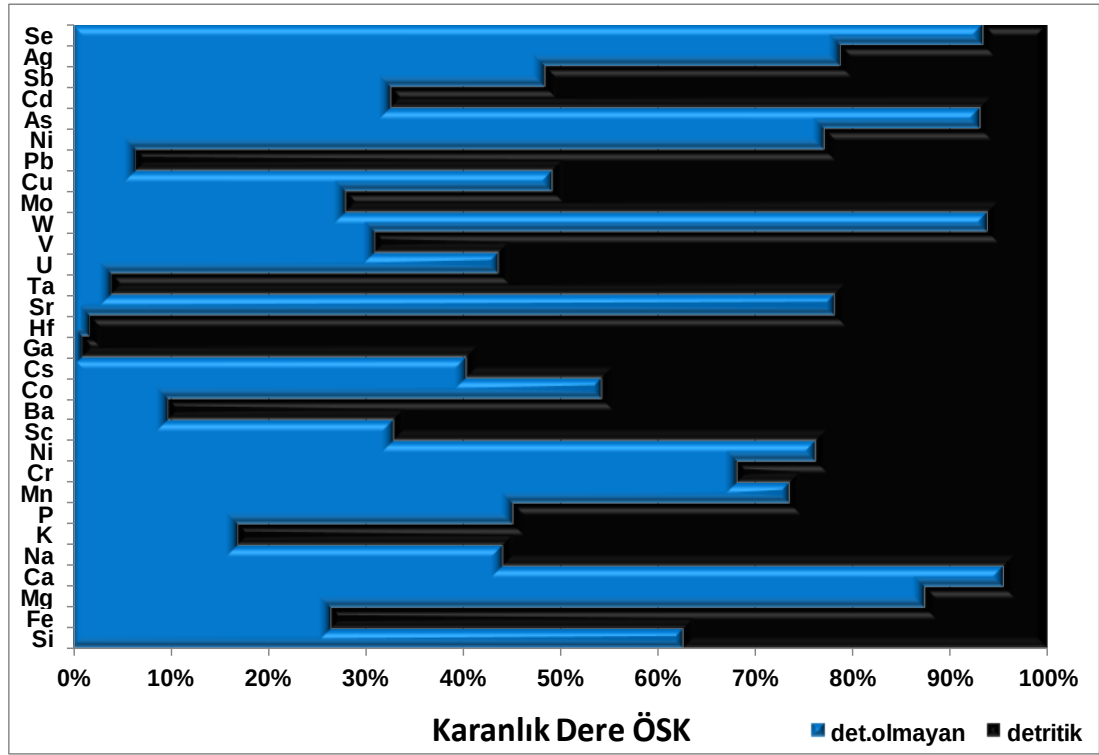
Karanlık Dere ÖSK'sı incelen örneklerinden Sb, Cd, Pb, Mo, V, U, Ta, Hf, Ga, Cs, Ba, Sc, P, K, Na ve Fe elementlerin detritik kökenden Se, Ag, As, Ni, Cu, W, Sr, Co, N, Cr, Mn, Ca, Mg ve Si elementlerin detritik olmayan kökenden geldiği tespit edilmiştir (Şekil 4.77).



Şekil 4.75 Emzik Beleni ÖSK örneklerine ait elementlerin detritik-detritik olmayan yüzde miktarları



Şekil 4.76 Harmancık Dere ÖSK örneklerine ait elementlerin detritik-detritik olmayan yüzde miktarları



Şekil 4.77 Karanlık Dere ÖSK örneklerine ait elementlerin detritik-detritik olmayan yüzde miktarları

4.8 Kaynak Alan, Aşınma Etkileri ve Tektonik Koşullar

Sedimanın erozyonu, taşınması, depolanması ve gömülmesinin süreçleri birbirleri ile yakın ilişki içerisinde ve bu durum sediman kompozisyonunu kontrol eden kompleks mekanizma ağını oluşturmaktadır (Johnsson 1993). Sedimanter kayaçların fiziksel ve kimyasal özelliklerinin belirlenmesi aşağıda sıralanmış olan konular hakkında bilgi vermektedir (Boggs 2009) ;

- Taneciklerin kaynakları
- Tanecikleri, kaynak kayadan depolanma alanına taşıyan mekanizmalar ve erozyon
- Sedimentasyonu (depolanma ortamını) kontrol eden depolanma süreçleri ve depolanma koşulları

- Gömölme ortamının fiziksel ve kimyasal koşulları, gömölme ve yükselme süresince silisiklastik sedimanlarda oluşan diyajenetik değişimler.

Klastik sedimanter kayaçların jeokimyası yoğun olarak çalışılmakta olup elde edilen veriler; provenans, kimyasal günlenme (weathering) şiddeti ve depolanma baseninin tektonik yapısını tanımlanmasında kullanılmaktadır. Y, Sc, Th, Hf, Cr ve Co gibi bazı iz ve nadir toprak elementleri immobil özelliğe sahiptir ve günlenme süresince katı partikülde değişmeden kalmakta ve kaynak kayacın karakteristik element dağılımını korumaktadır. Bunun sonucunda birer indikatör olarak kullanılan bu elementler jeolojik süreçler, provenans ve tektonik yapı hakkında bilgi sağlamaktadırlar (Bhatia ve Taylor 1981, Taylor ve McLennan 1985, Cullers vd. 1988, Cullers ve Stone 1991, McLennan vd. 1993, Armstrong-Altrin 2004). Bunun yanısıra immobil olan iz element oranları, sedimanter proses etkilerinden fazla etkilenmediklerinden kaynak kaya hakkında daha sağlıklı veriler sunmaktadır.

Sedimanın mineralojik olgunluğu, günlenme etkisindeki mineral bozulmaları ve iklimsel koşullar hakkında bilgi sağlayabilir. Çok soğuk ve çok kurak koşullar altındaki günlenme duraylı olmayan minerallerin korunmasına izin vermemektedir. Bunun aksine sıcak ve nemli koşullar altında şiddetli günlenme gözlenmemektedir. Bu şekilde detritik mineraller iklim hakkında bazı ipuçlarını üretmektedir.

İklim (yağmur, sıcaklık) ve rölyef (yükselti farklılıkları, şev açısı) günlenmenin şiddeti ve süresi üzerine direkt etkileri bulunmaktadır. Yüksek sıcaklıklarda kristallenen mineraller (olivin, piroksen, amfibol, kalsiyum plajiyoklas) daha düşük sıcaklıklarda kristallenen minerallerden (sodyum plajiyoklas, potasyum feldispat, muskovit, kuvars) kimyasal günlenme koşulları altında daha az duraylıdırlar. Genç ve yaşlı denizel ortamlarda depolanan kil mineralleri, ilksel kayacın günlenmesi ve taşınması sonrasında mevcut sediman içerisinde korunmasından dolayı paleoklimatik ortamların belirlenmesinde faydalı ipuçları sağlamaktadır (Chamley 1989).

Kimyasal günlenme indeksleri genç ve yaşlı günlenme çalışmalarında yoğun olarak kullanılmaktadır (Le Pera vd. 2001, Begonha ve Sequeira Braga 2002, Lan vd. 2003, Price ve Velbel 2003, Kirschbaum vd. 2005, Goldberg ve Humayun 2010, Çizelge 4.22).

Çizelge 4.22 Günlenme (weathering) profillerinin belirlenmesinde kimyasal günlenme indisleri (Price ve Velbel 2003)

İndeks	Formül	Optimum taze değerler	Optimum günlenmiş değerler	İdeal trend (günlenme artışı)
R ¹	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	>10	0	Negatif
WIP ²	$(100)[(2\text{Na}_2\text{O}/0,35)+(\text{MgO}/0,9)+(2\text{K}_2\text{O}/0,25)+(\text{CaO}/0,7)]$	>100	0	Negatif
V ³	$(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O})/(\text{MgO}+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$	<1	İnfinite	Pozitif
CIA ⁴	$(100) [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$	≤50	100	Pozitif
CIW ⁵	$(100) [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})]$	≤50	100	Pozitif
PIA ⁶	$(100) [(\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O})]$	≤50	100	Pozitif
STI ⁷	$(100) [\text{SiO}_2/\text{TiO}_2]/((\text{SiO}_2/\text{TiO}_2)+(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)+(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2))]$	>90	0	Negatif

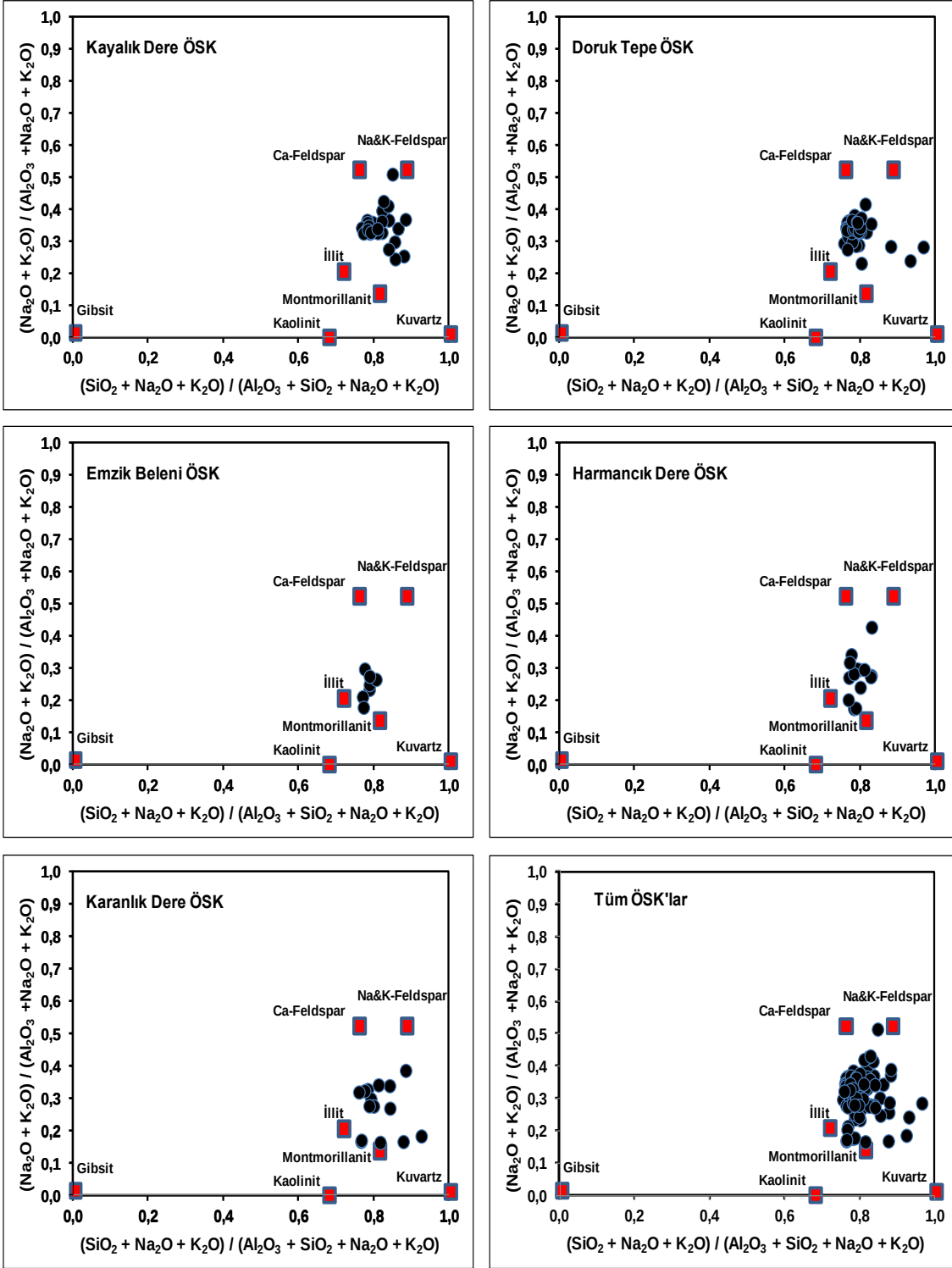
¹ Ruxton 1968; ² Parker 1970, ³ Vogt 1927); ⁴ Nesbitt ve Young 1982, ⁵ Harnois 1988, ⁶ Fedo vd. 1995, ⁷ Jayawardena ve Izawa 1994

Günlenme indeksi ve kimyasal alterasyon indeksi sedimanın depolanması ve oluşumundan önce günlenme derecesini ölçmede kullanılır. Şeyllerin olgunlaşma derecesi için günlenme indeks grafiği kullanılarak yaklaşık bir sonuca varılabilir. Bunun için aşağıdaki formüllerden yararlanılmaktadır (Kronberg ve Nesbitt 1981).

Y ekseninde $[(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$

X ekseninde $[(\text{SiO}_2+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$

Y eksen, feldsparların bozulması ile ikincil kil minerallerine (illit, smektit, kaolinit) doğru bir değişimi temsil etmektedir. X eksen ise kaolinit, kuvars ve gipsit gibi Al ve Si oksitlerin günlenme boyunca zenginleşme derecelerini göstermektedir. Bu hesaplamalara göre Kayalık Dere ve Doruk Tepe ÖSK örneklerinin Na-K feldspar ile illit arasındaki alan içerisinde kaldığı görülmektedir. Emzik Beleni, Harmancık Dere ve Karanlık Dere ÖSK örneklerinin ise genelde İllit-Montmorillanit arasındaki bölge içerisinde yer aldığı tespit edilmiştir (Şekil 4.78).



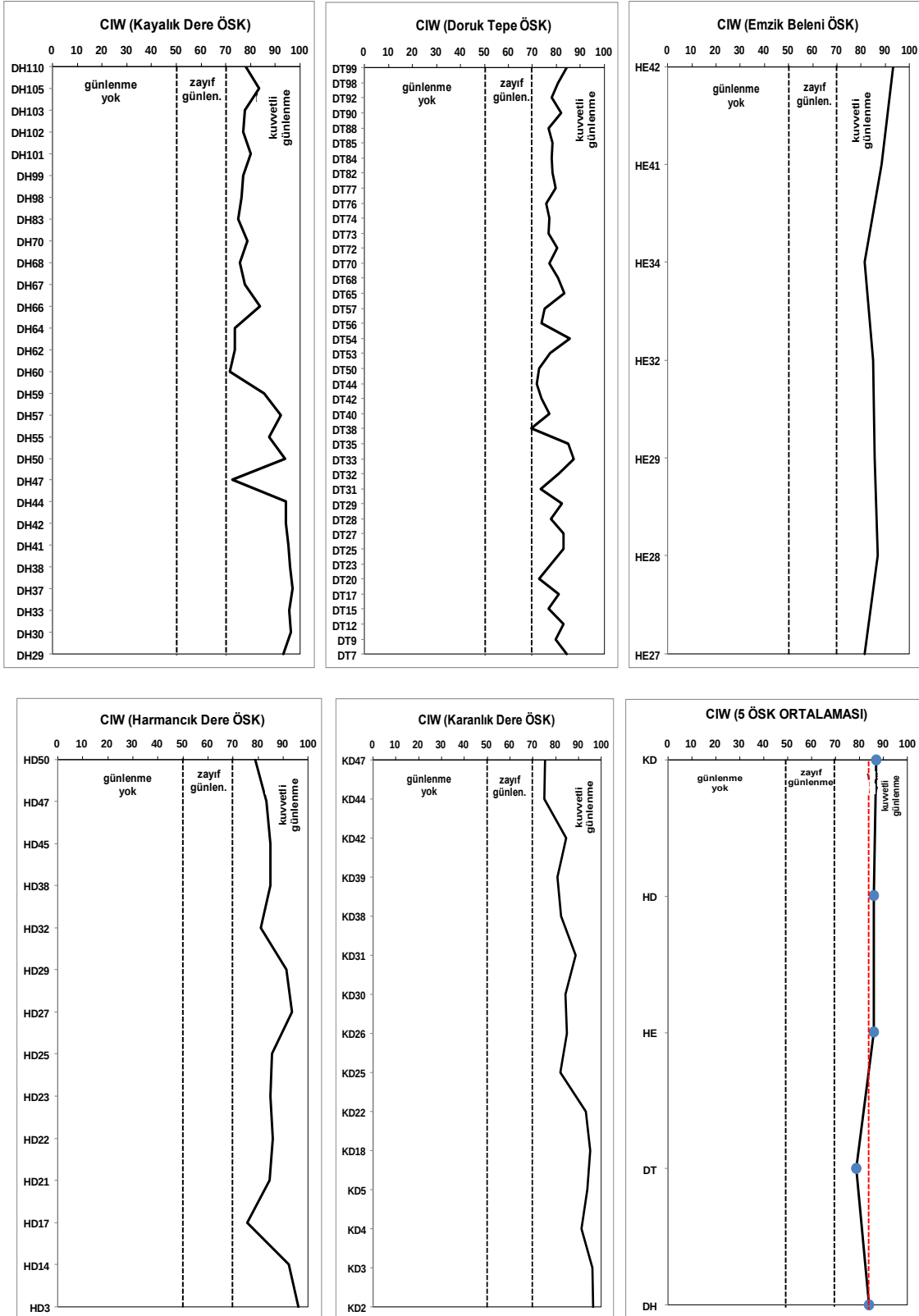
Şekil 4.78 Kayalık Dere, Doruk Tepe, Emzik Beleni, Harmancık Dere, Karanlık Dere ÖSK örneklerine ve tüm ÖSK örnek ortalamalarına göre günlenme indeks grafikleri

4.8.1 Kimyasal günlenme indeksi (CIW)

CIW, Harnois (1988) tarafından önerilmiş ve CIA (Kimyasal Alterasyon İndeksi) denkleminde yer alan K_2O 'nun çıkarılması ile hesaplanan yeni bir günlenme indeksidir.

CIA gibi CIW da esas olarak feldispatların killere dönüşüm büyüklüğünün ölçüsüdür ve aşağıda gösterilen formül ile hesaplanmaktadır (Nesbitt ve Young 1984, 1989, Fedo vd. 1995, Maynard vd. 1995).

$CIW = 100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)]$ (CaO^* sadece silikat fraksiyonundaki CaO miktarıdır). G nlenmeye uğramamış potasik granit 80, taze K-felspar 100 CIW değ rine sahiptir (smektit $CIW=80$; kaolinit, illit ve gipsit $CIW=100$) (Fedo vd. 1995). CIW değ rinin <50 olması günlenmenin olmadığı, 50-70 arasında zayıf günlenme ve 100'e doğru yaklaştıka kuvvetli kimyasal günlenmenin olduğunu göstermektedir. Çalışma alanına ait incelenen örneklerde CIW değ rlerinin 70-100 aralığında yer alması kuvvetli günlenmeye maruz kaldığını göstermektedir. Buradaki kuvvetli kimyasal günlenme, feldispatların killere dönüşümünün yoğun olduğunu işaret etmektedir (şekil 4.79).



Şekil 4.79 Kayalık Dere, Doruk Tepe, Emzik Beleni, Harmancık Dere ve Karanlık Dere ÖSK örneklerinin CIW değerleri ile tüm ÖSK örneklerin ortalama CIW değerleri

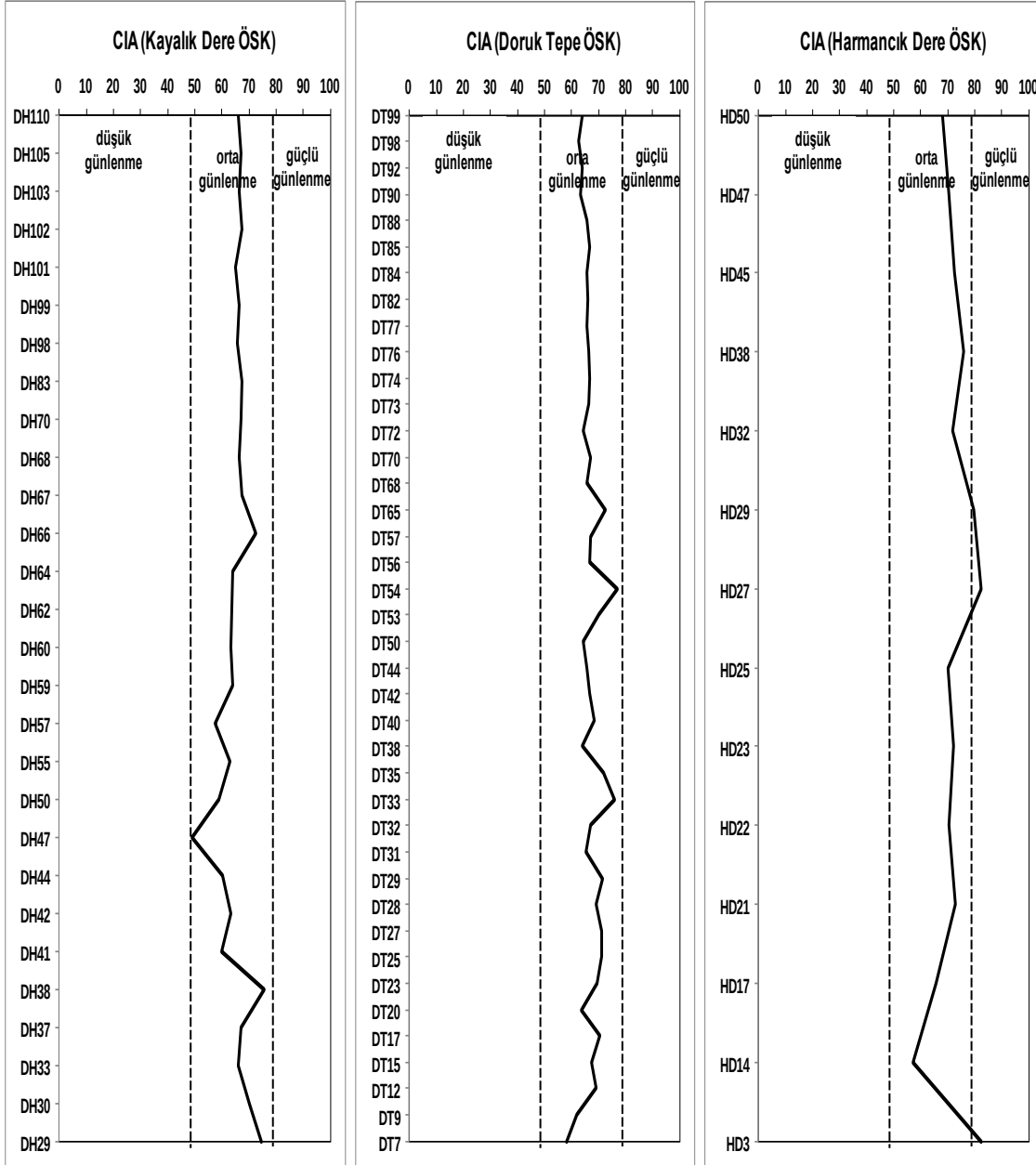
4.8.2 Kimyasal alterasyon indeksi (CIA)

Kuvvetli kimyasal günlenme silikatlı sedimanların minerolojisini ve ana element jeokimyasal yapısını etkilemektedir (Nesbitt ve Young 1982; Johnsson vd. 1988, McLennan 1993). Kimyasal günlenmenin derecesini hesaplamak için kimyasal alterasyon indeksi (CIA) kullanılmaktadır (Nesbitt ve Young 1982). Yüksek CIA değerleri Ca^{+2} , Na^+ ve K^+ gibi kararsız katyonların taşınmasını Al^{+3} ve Ti^{+4} gibi iyonların ise stabil kaldığını göstermektedir (Nesbitt ve Young, 1982). Bunun tersine düşük CIA değerleri neredeyse kimyasal alterasyonun olmadığını ve serin ve/veya kurak ortamları göstermektedir (Fedo vd. 1995). CIA, plajiyoklas ve K-felsparın kil mineraline doğru ilerleyen alterasyon seviyesini göstermektedir ve aşağıdaki formül ile hesaplanmaktadır (Nesbitt ve Young 1982).

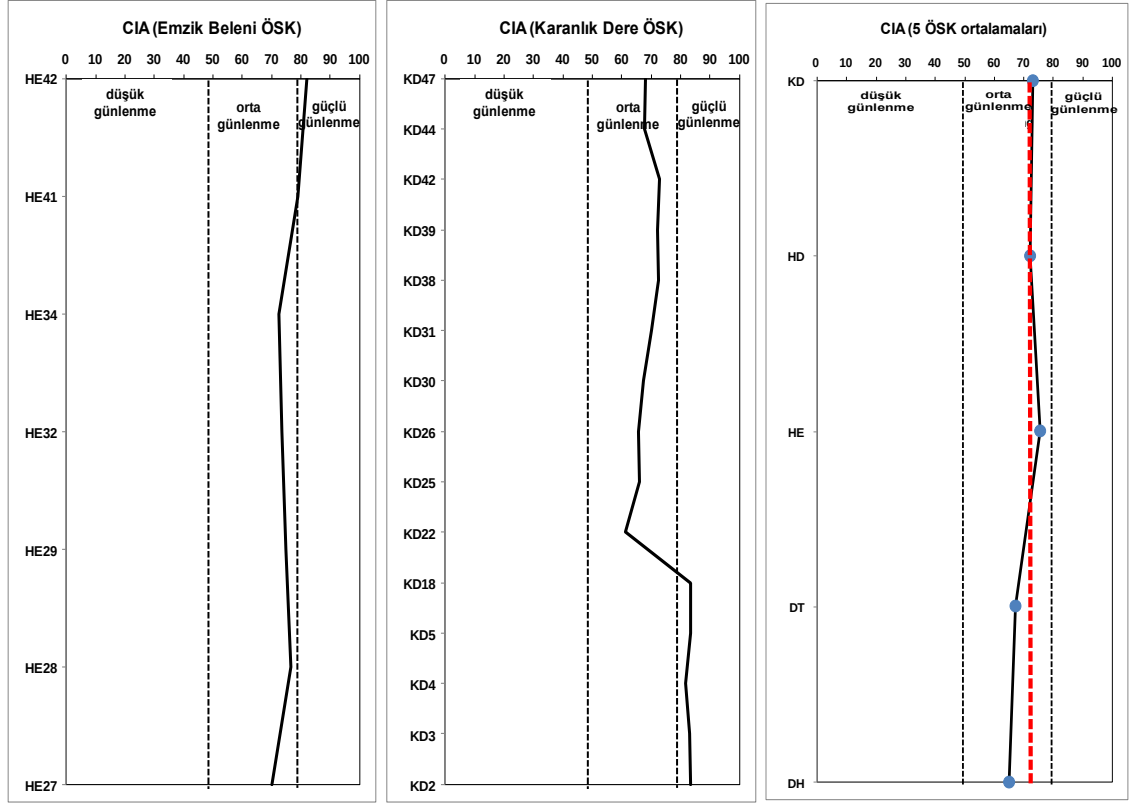
$$\text{CIA} = 100 \times [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$$
 (CaO^* sadece silikat fraksiyonundaki CaO miktarıdır).

CIA kaynak bölgesinin aşınma derecesini verir. CIA değerinin 80-100 arasında çıkması aşırı şiddetli alterasyonu; 50-80 arasında çıkması şiddetli alterasyonu ve ≤ 50 ya da daha az değerde çıkması ise alterasyonun şiddetli olmadığını göstermektedir. Günlenme süresince alüminyum ve silis killeri oluştururken, feldispatın kalsiyum, sodyum ve potasyumu solüsyona girer. CIA değeri yükseldikçe kalsiyum, potasyum ve sodyum miktarları düşer. Ortalama şeyller için CIA aralığı 70-75 arasında değişmektedir (Taylor ve McLennan 1985). Bu da geniş kil mineral oran katkısını yansıtmaktadır. Aşınmaya uğramamış magmatik kayaçların CIA değerleri 50'ye yakın iken kaolinit ve jips mineralleri ihtiva eden kayaçlar 100'e yakın bir CIA değeri gösterirki buda bu kayaçların çok şiddetli alterasyona uğradığını göstermektedir (Nesbitt ve Young 1982). Çalışma alanına ait örnekleri değerlendirdiğimizde CIA değerlerinin çoğunluğunun orta ve az bir miktarının ise yüksek kimyasal günlenme aralığına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.80). Buda bize kaynak bölgesinin soğuk/kuru iklime tabii olduğunu göstermektedir. $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranında belirlendiği gibi illitin soğuk periyotlar süresince sedimanların derivasyonunu doğrulamaktadır (Singer 1984, Chakrabarti vd. 2009). Al_2O_3 -($\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}^*$)- K_2O üçgen diyagramı (Şekil 4.81) da aynı şekilde CIA

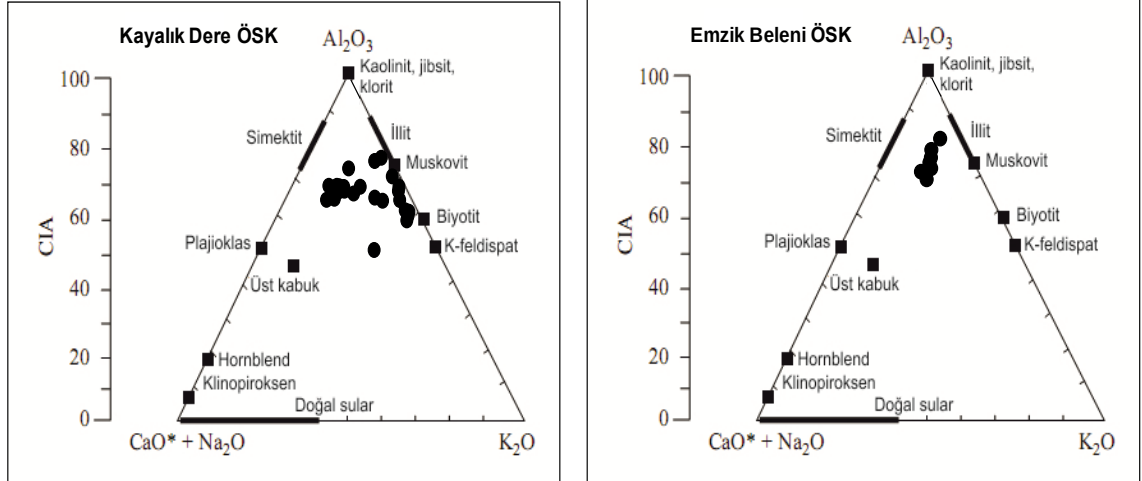
değerlerinin 70-80 dolaylarında değiştiğini ve kaynak olarak kil minerallerini (simektit, illit, muskovit alanı) işaret etmektedir (Kayalık Dere ve Doruk Tepe ÖSK'larındaki bazı örneklerin biyotit çizgisine yaklaştığı görülmektedir).



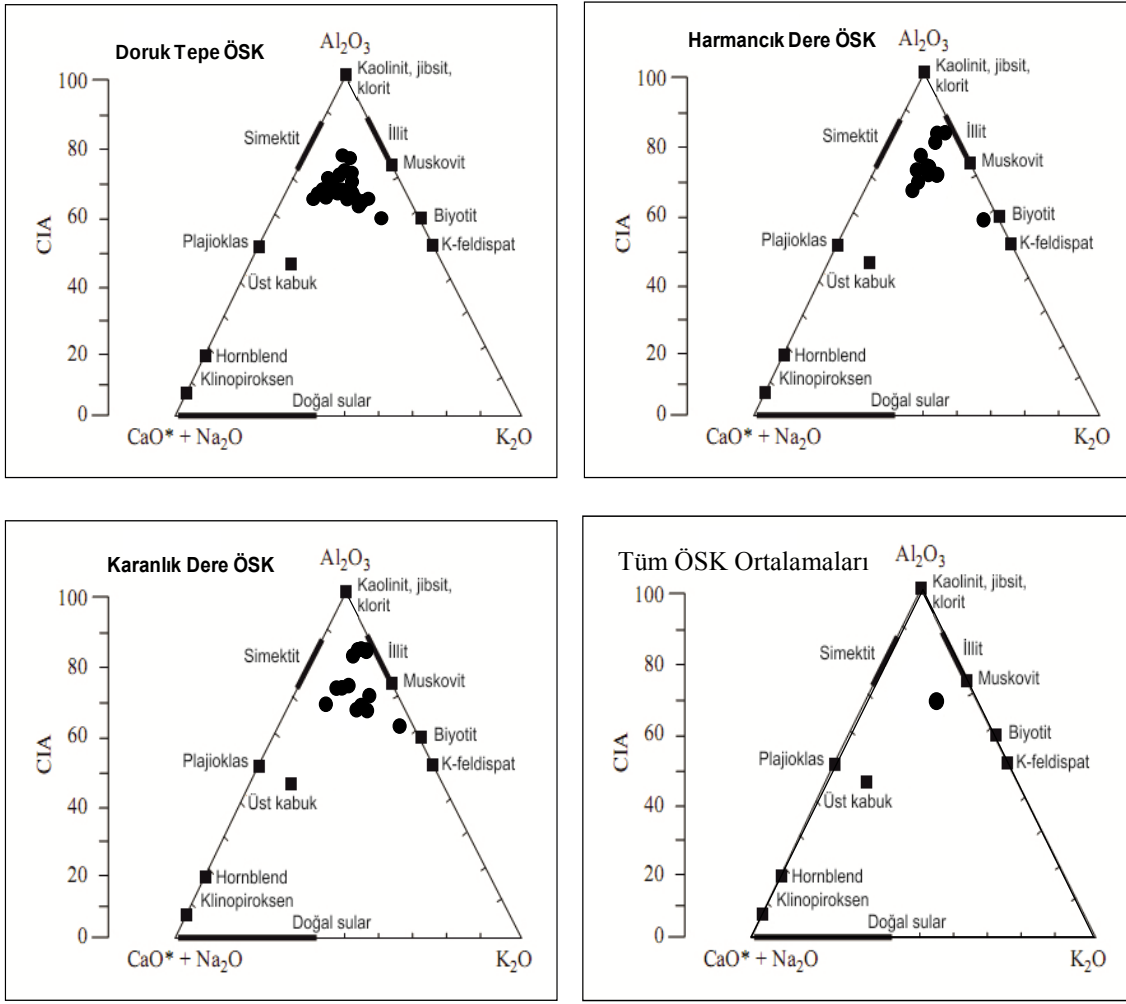
Şekil 4.80 Kayalık Dere, Doruk Tepe, Harmancık Dere, Emzik Beleni ve Karanlık Dere ÖSK örneklerin CIA değerleri ile tüm ÖSK örneklerin ortalama CIA değerleri



Şekil 4.80 Kayalık Dere, Doruk Tepe, Harmancık Dere, Emzik Beleni ve Karanlık Dere ÖSK örneklerin CIA değerleri ile tüm ÖSK örneklerin ortalama CIA değerleri (devam)



Şekil 4.81 Kayalık Dere, Emzik Beleni, Doruk tepe, Harmancık Dere ve Karanlık Dere ÖSK örneklerinin CIA ile Al_2O_3 –($Na_2O + CaO^*$)– K_2O üçgen diyagramı (McLennan vd. 2003)



Şekil 4.81 Kayalık Dere, Emzik Beleni, Doruk tepe, Harmancık Dere ve Karanlık Dere ÖSK örneklerinin CIA ile $Al_2O_3-(Na_2O + CaO^*)-K_2O$ üçgen diyagramı (McLennan vd. 2003) (devam)

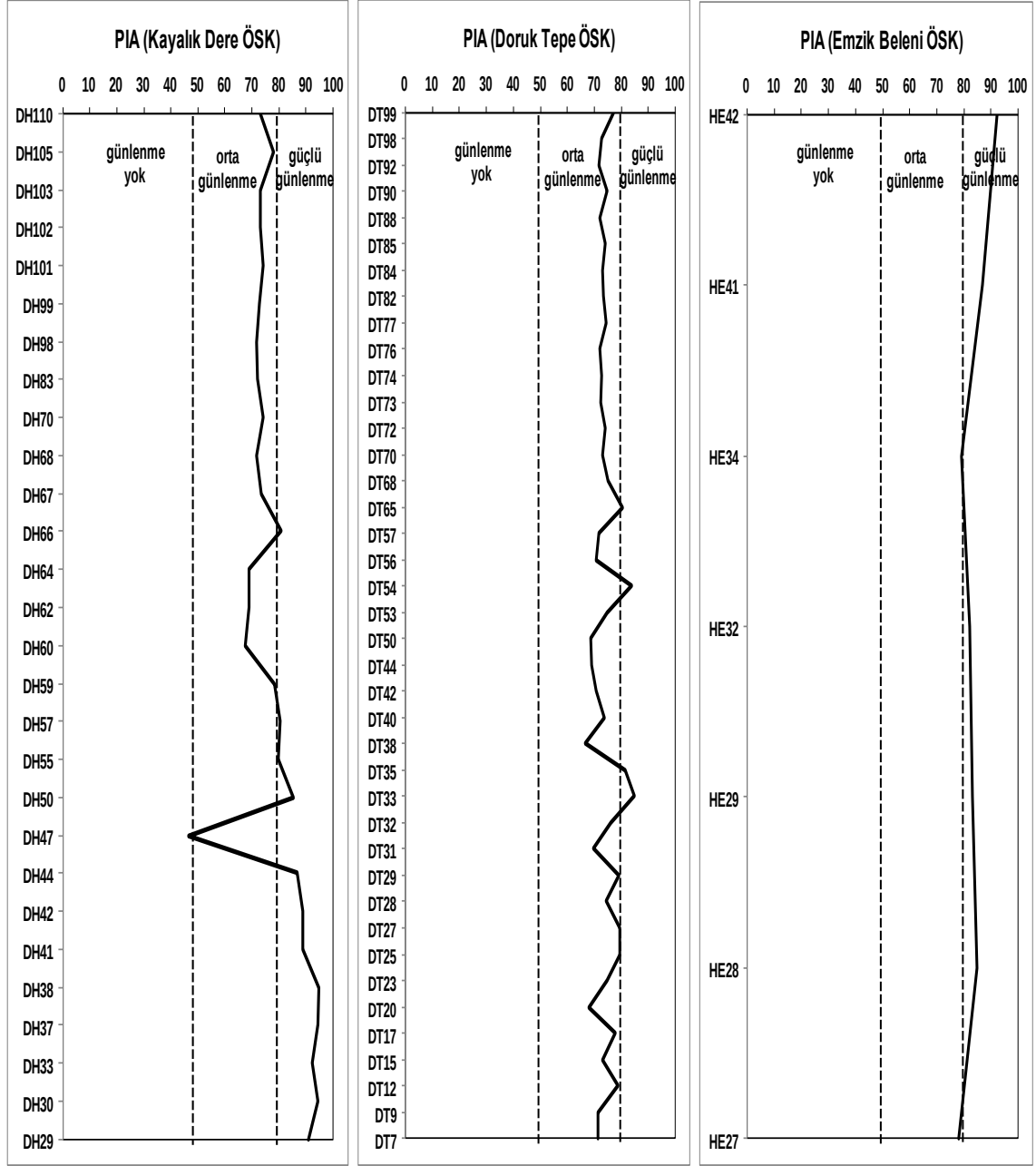
4.8.3 Plajjiyoklaz alterasyon indeksi (PIA)

Sadece plijyoklazların günlenmesi esnasında kullanılan PIA denklemi ilk defa Fedo vd. (1995) tarafından aşağıdaki formül şeklinde kullanılmıştır. Taze kayalarda PIA değeri 50 çıkarken, kaolinit, illit ve gipsit gibi kil minerallerinde bu değer 100'e yaklaşmaktadır (Fedo vd. 1995).

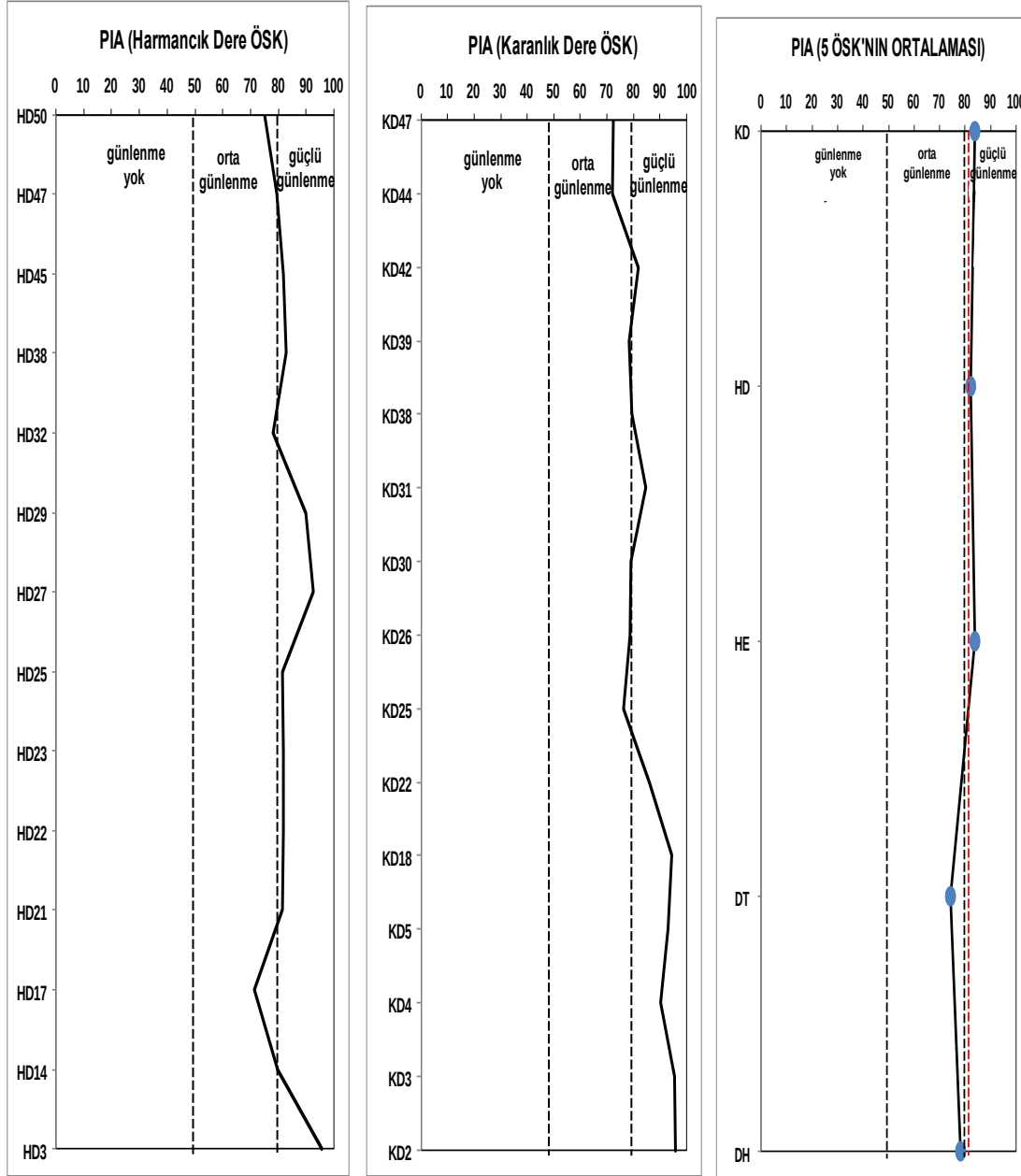
$$PIA = 100 \times [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)]$$

Buna göre PIA değerinin <50 çıkması bozulmamış kayaları gösterirken PIA'nın 100'e doğru artışı günlenme etkisinin arttığını göstermektedir. İncelenen örneklerde PIA

değerlerinin orta-güçlü günlenme aralığında değişim gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.82).



Şekil 4.82 Kayalık Dere, Doruk Tepe ve Emzik Beleni ÖSK örneklerinin (PIA) sonuçları



Şekil 4.82 Harmancık Dere ve Karanlık Dere ÖSK örnekleri ile Tüm ÖSK örnek ortalamalarının (PIA) sonuçları (devam)

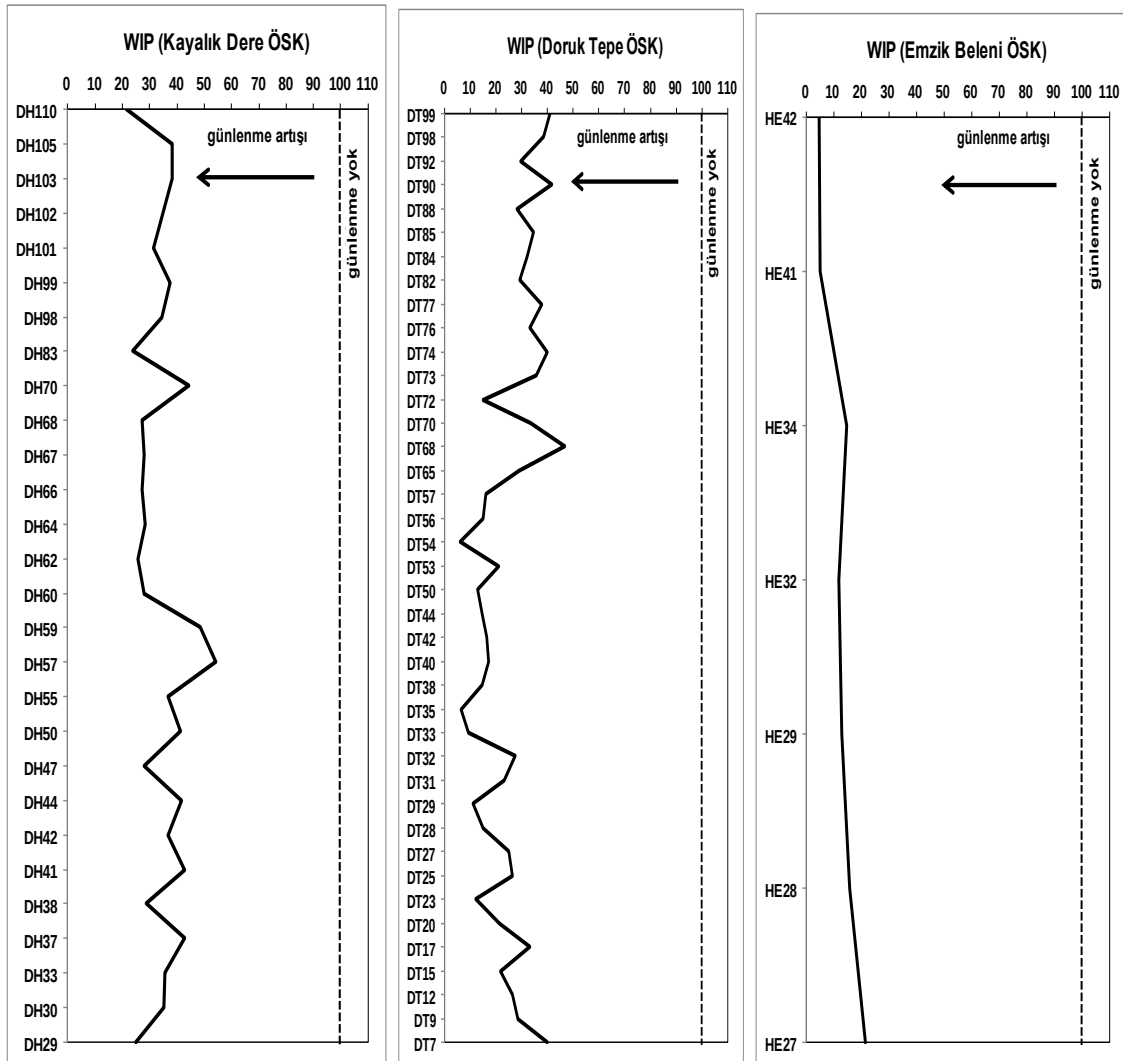
4.8.4 Parker günlenme indeksi (WIP)

Aşağıda gösterilen WIP denklemi Parker (1970) tarafından silikatlı kayalar için kullanılmıştır. Diğer günlenme indeklerine nazaran WIP, alüminyumun mobilize olmasına izin vermesi ve denkleminde sadece alkali ve alkalın toprak metallerin bulunması esasına dayanmaktadır. Kimyasal günlenme süresince mobiliteleri sebebiyle

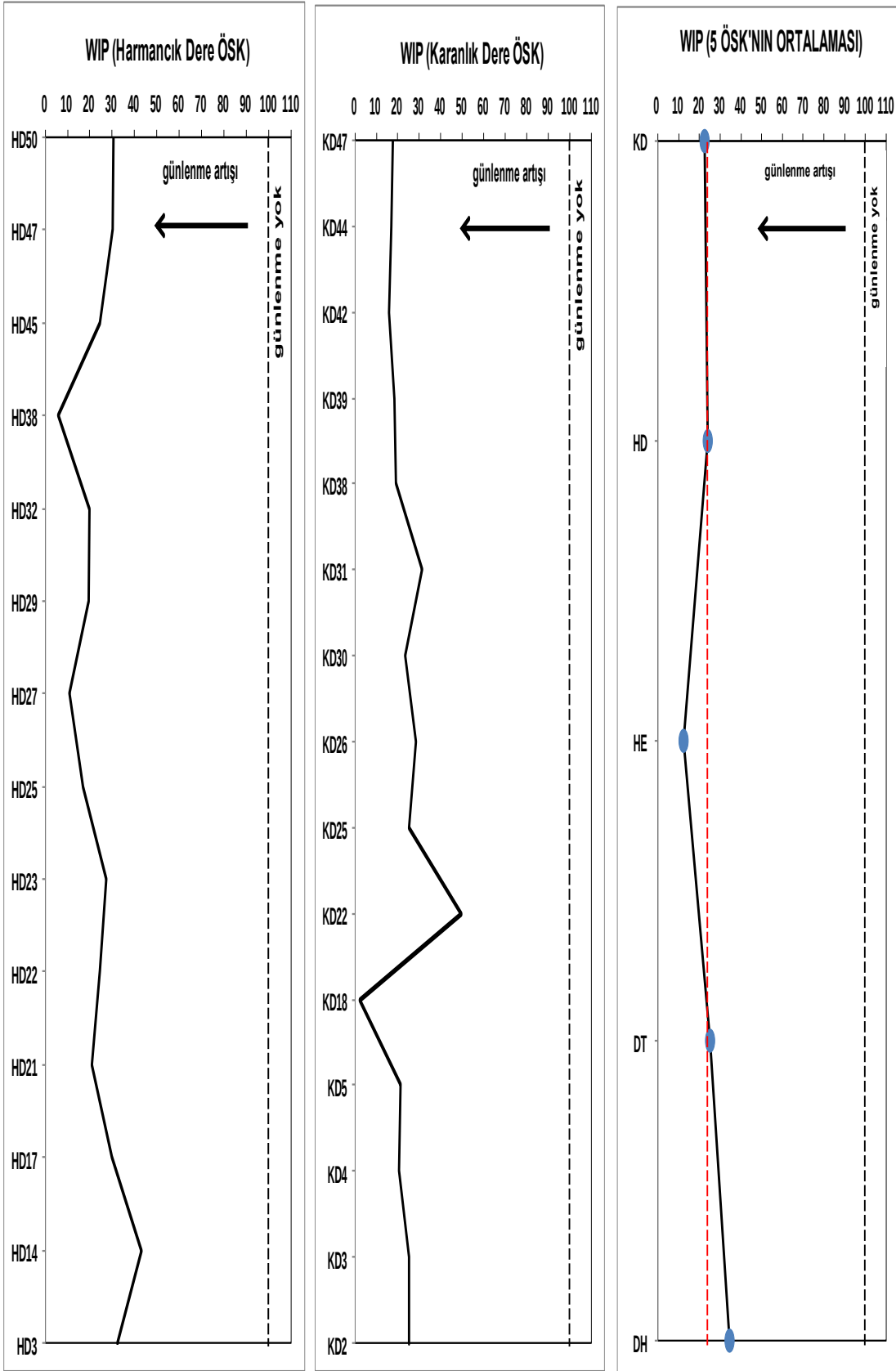
alkali ve alkalın metallerin (Na, K, Mg ve Ca) konsantrasyonlarında büyük değişikler gözlemlenmiştir (Ceryan 2007).

$$WIP = 100 \times [(2Na_2O/0,35)+(MgO/0,9)+(2K_2O/0,25)+(CaO/0,7)]$$

WIP değerinin >100 olması günlenmenin olmadığını, sıfıra doğru değerlerin azalmasına bağlı olarak günlenmenin arttığını işaret etmektedir. Çalışma alanına ait incelenen örneklerin WIP değerleri 2,16 ile 54,03 arasında değişerek, bu değere göre şiddetli günlenme sunmaktadır (Şekil 4.83).



Şekil 4.83 Kayalık Dere, Doruk Tepe ve Emzik Beleni ÖSK örnekleri için Parker günlenme indeksi



Şekil 4.83 Harmanlık Dere ve Karanlık Dere ÖSK örnekleri ile Tüm ÖSK örnek ortalamalarının Parker günlenme indeksi (devam)

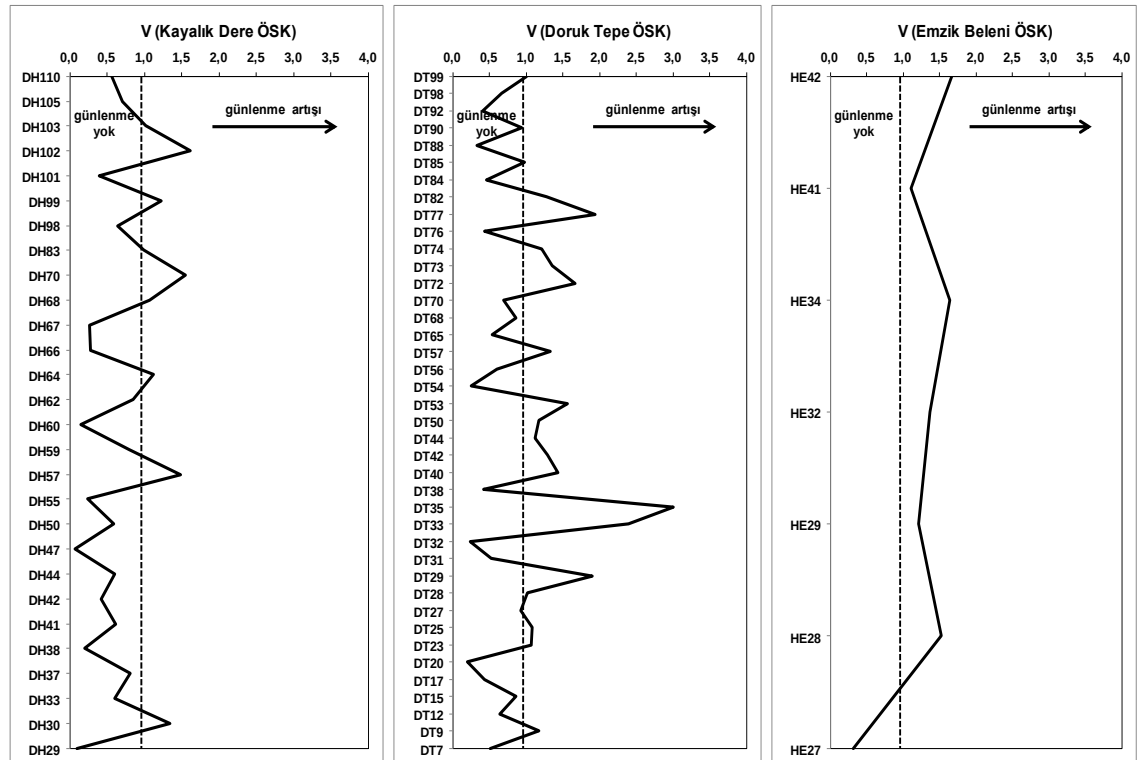
4.8.5 Vogt rezidüel indeksi (V)

Vogt (1927) rezidüel sediman olgunlaşmasını değerlendirmek için jeokimyasal bir metod sunmuş olup bu metodu Vogt rezidüel indeksi olarak adlandırmıştır. Roaldset (1972) Norveç Numedal Bölge Kuaterner depolarında killerin günlenme durumunu belirlemek için bu indeksi kullanmıştır. Vogt rezidüel indeksi aşağıdaki formülde olduğu gibi hesaplanmaktadır:

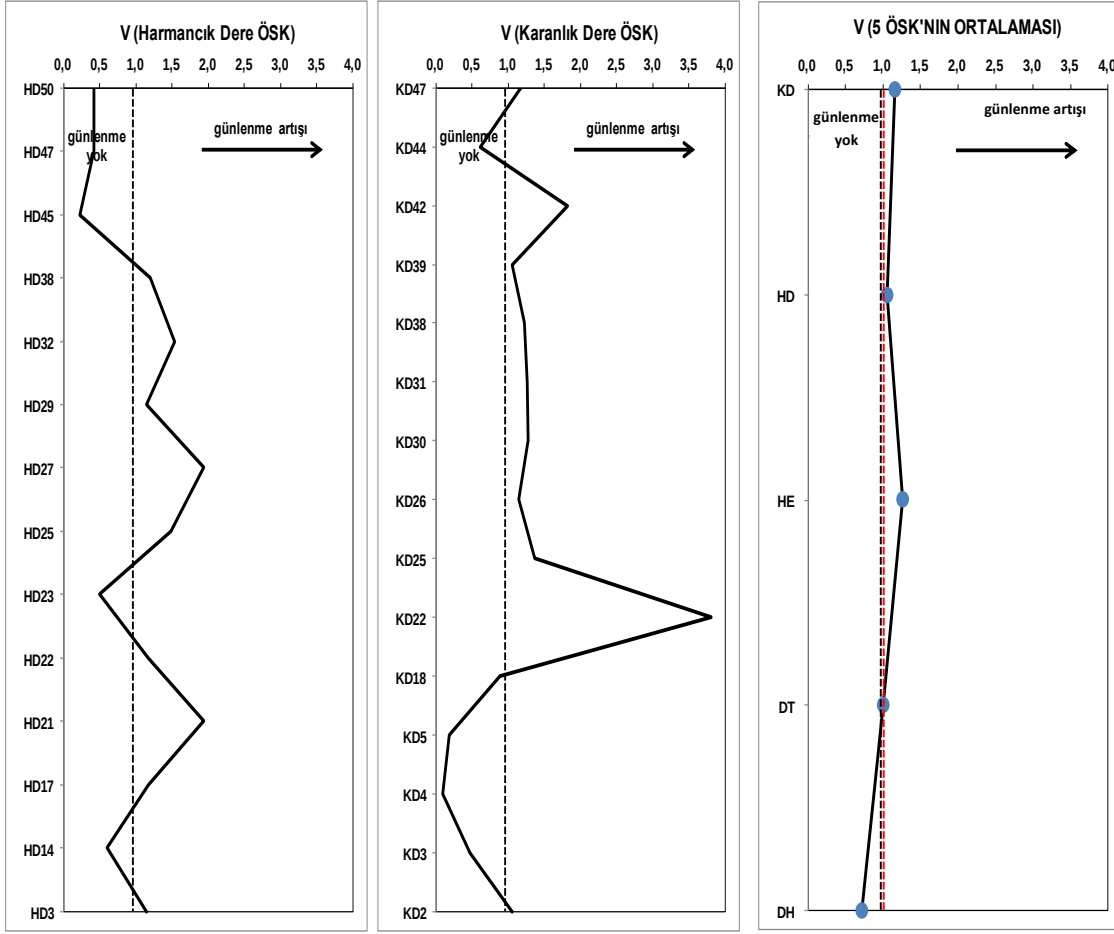
$$V = (Al_2O_3 + K_2O) / (MgO + CaO + Na_2O)$$

Buna göre V'nin <1 hesaplanması günlenmenin olmadığı durumları gösterirken, > 1'den sonsuza kadar devam edebilen aralık ise günlenme artışını sunmaktadır. Bu indekse göre incelenen çalışma alanına ait örneklerde zayıftan güçlüye varan günlenme sonuçları elde edilmiştir (Şekil 4.84).

Çalışma sahasındaki örneklerin günlenme indeks değer ortalamalarının (CIW, CIA, PIA, WIP ve V) toplu sonuçları çizelge 4.23'de sunulmuştur.



Şekil 4.84 Vogt Rezidüel indeksine göre kesitlerin grafikleri



Şekil 4.84 Vogt rezidüel indeksine göre kesitlerin grafikleri (devam)

Çizelge 4.23 CIW, CIA , PIA, WIP ve V günlenme indekslerinin incelenen kesitlerdeki ortalamaları

ÖSK	CIW		CIA		PIA		WIP		V	
Emzik Beleni	86,11	kuvvetli	75,48	orta	83,79	güçlü	12,33	gün.artış yönünde	1,26	gün.artış yönünde
Harmancık Dere	85,93	kuvvetli	72,23	orta	82,36	güçlü	24,03	gün.artış yönünde	1,06	gün.artış yönünde
Kayalık Dere	84,13	kuvvetli	65,1	orta	78,39	orta	34,45	gün.artış yönünde	0,72	günlenme yok
Doruk Tepe	78,84	kuvvetli	67,09	orta	74,3	orta	25,1	gün.artış yönünde	1	günlenme yok
Karanlık Dere	86,94	kuvvetli	73,17	orta	83,77	güçlü	22,71	gün.artış yönünde	1,16	gün.artış yönünde

CIW: Kimyasal Günlenme İndeksi
CIA: Kimyasal Alterasyon İndeksi
PIA: Plajiyoklaz Alterasyon İndeksi
WIP: Parker Günlenme İndeksi
V :Vogt Rezidüel İndeksine

4.9 Çalışma Alanına Malzeme Temin Eden Kaynak Alanların Tektonik Koşulları

Provenans ve paleocoğrafyayı daha iyi yorumlamak için kaynak alanının depolanma baseni ve bölgesel tektonik çevre arasındaki ilişkiyi de anlamak gerekir. Tektonik koşulları yorumlamak için temel mineralojinin ve jeokimyanın yalnızca kaynak kaya litolojisini değil aynı zamanda plaka tektoniği koşullarınında bilinmesi gerekmektedir. Plaka tektoniği iki özelliği kapsar;

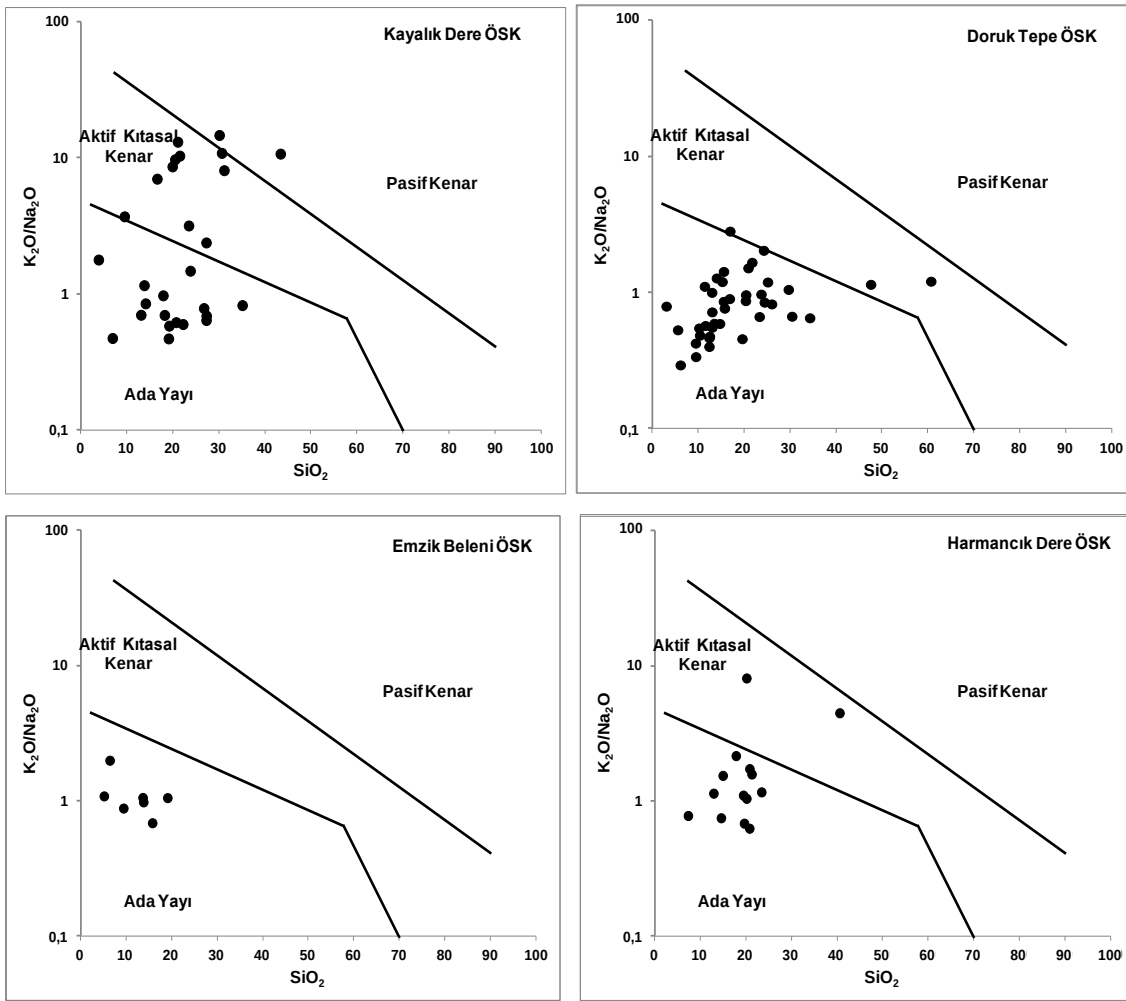
1. Ana terran provenansı (kratonik bloklar, volkanik-yay sistemleri, çarpışma kuşakları)
2. Plaka sınır tipleri (pasif veya riftleşmiş kıtasal kenarlar, aktif veya orojenik kıtasal kenarlar, transform fay kenarları)

Ana ve iz element analizleri klastik sedimanter basenlerin tektonik ve sedimanter koşullarının yeniden yapılandırılması için çeşitli çalışmalarda kullanılmıştır. Farklı plaka tektoniği konfigürasyonlarının farklı magmatik birimlerin kimyasal karakteristiklerini sunmasından dolayı kimyasal paternler sedimandan jeotektonik koşulları ayırt etmede ve provenans farklılıklarını yansıtmaları için kullanılmıştır (Crook 1974, Bhatia 1983, Bhatia ve Crook 1986, Roser ve Korsch 1986, Floyd ve Leveridge 1987, Roser ve Korsch 1988; Skilbeck ve Cawood 1994, Burnett ve Quirk 2001, Zimmermann ve Bahlburg 2003, Armstrong-Altrin vd. 2004, Maravelis ve Zelilidis 2009). Aynı zamanda bazı iz elementler (özellikle immobil olan, La, Y, Th, Zr, Hf, Nb, Ti ve Sc) bu çalışmalarda yardımcı olmaktadır (Taylor ve McLennan 1985, Bhatia ve Crook 1986).

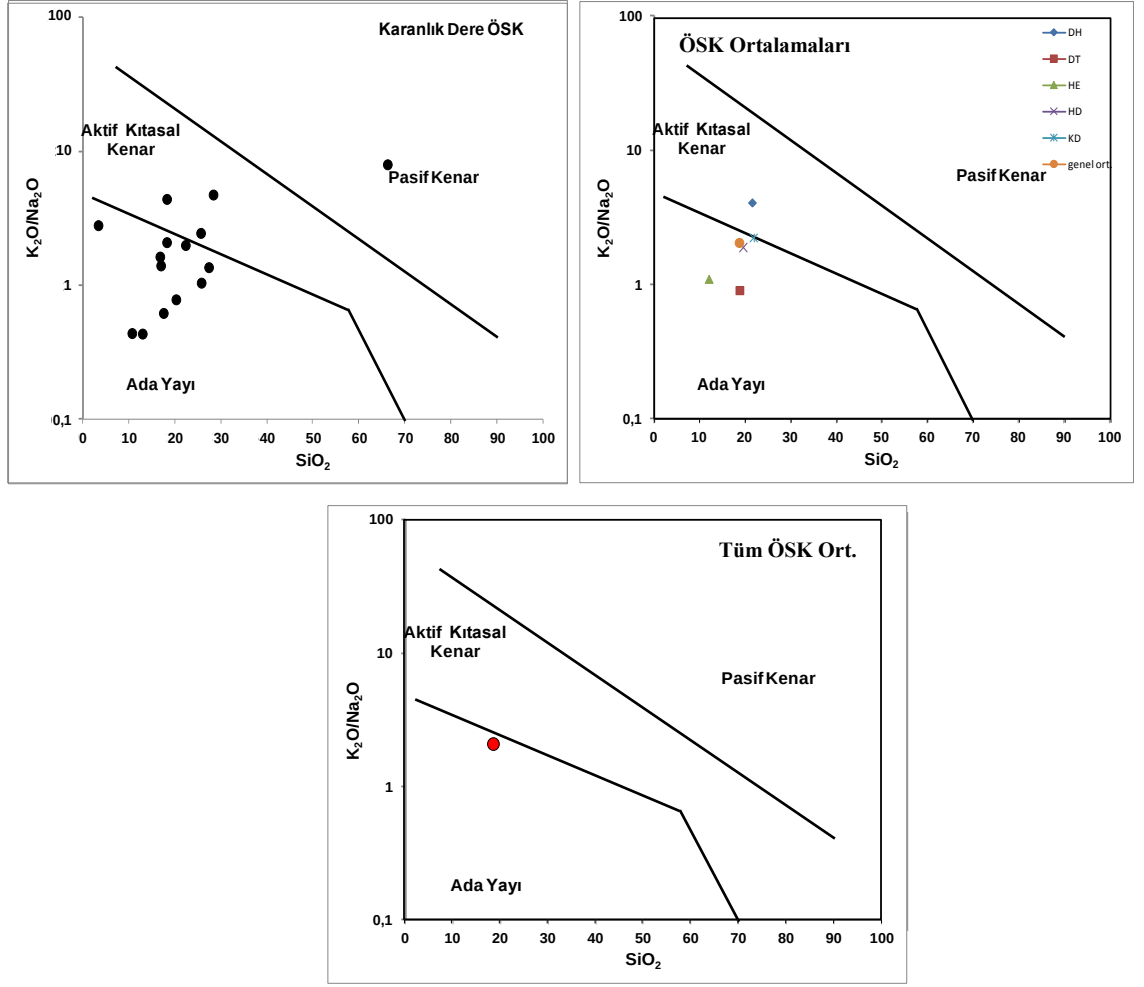
Sedimanter kayaçların tektonik yapılarını tespit etmek için SiO_2 'ye karşı $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ diyagramları kullanılmıştır (Roser ve Kosh 1986). Bu diyagram içerisinde 3 farklı tektonik düzen bulunmaktadır (Pasif Kıtasal Kenar (PM), Aktif Kıtasal Kenar (ACM) ve Okyanus Adası Yayısı (ARC)). PM içinde yer alan sedimanlar aktif plaka sınırından uzak durağan kıtasal alanlardan kaynaklanmışlardır. ACM içerisindeki sedimanlar kıtasal kenar magmatik yaylardan ve yanal atımlı faylarla ilişkili yükseltilerden

kaynaklanmıştır. ARC’da yer alan sedimanlar ise ada yayından kaynaklanmakta olup ön-orta-arka yay basenlerinde depolanmışlardır (Roser ve Korsch 1986).

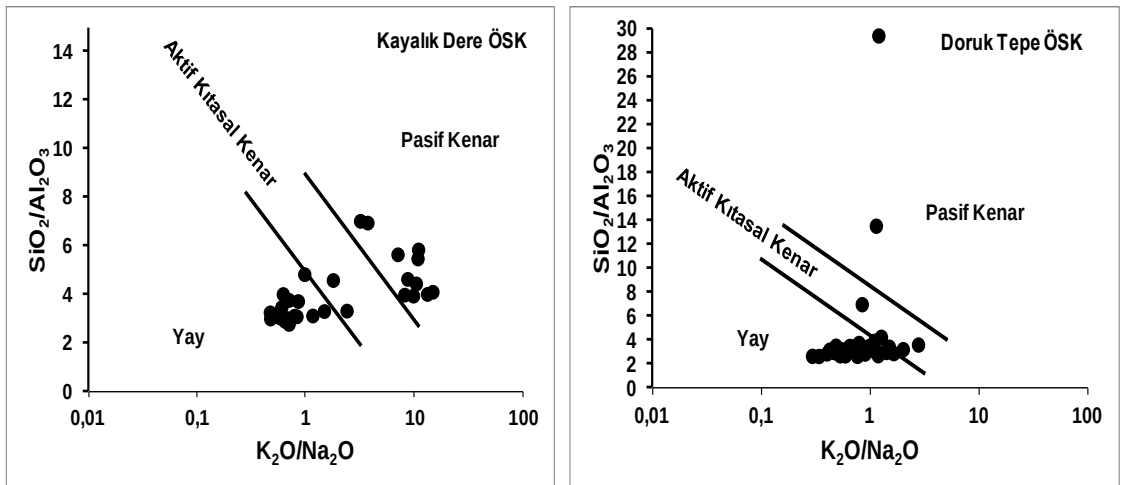
Çalışma bölgesine ait 5 adet ölçülü stratigrafik kesitten alınmış olan örneklerin K_2O/Na_2O ’ye karşılık SiO_2 grafikleri incelendiğinde; ada yayı–aktif kıtasal kenar bölgelerinde depolandıkları belirlenmiştir (Şekil 4.85). SiO_2/Al_2O_3 ’e karşılık K_2O/Na_2O grafiğinde de benzer sonuçlar ile karşılaşmaktayız. Örnekler provenans bölgesi paleotektonik düzeninin yay- aktif kıtasal kenar alanlarını işaret etmektedir (Şekil 4.86).



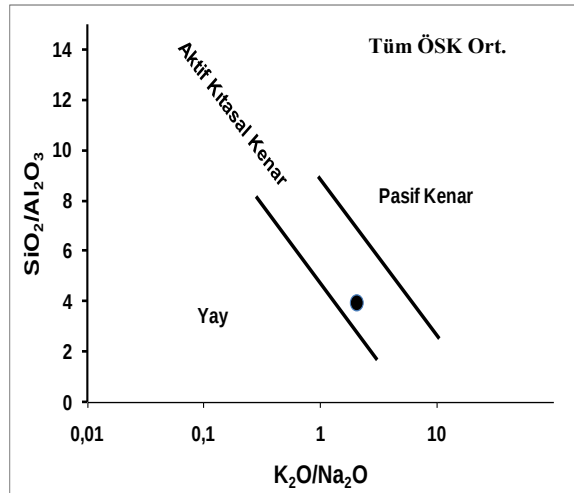
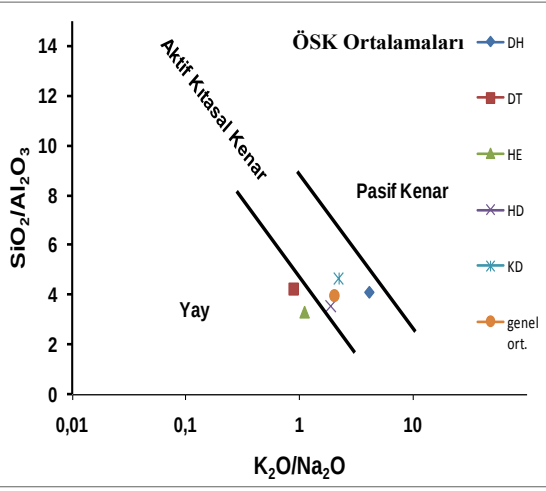
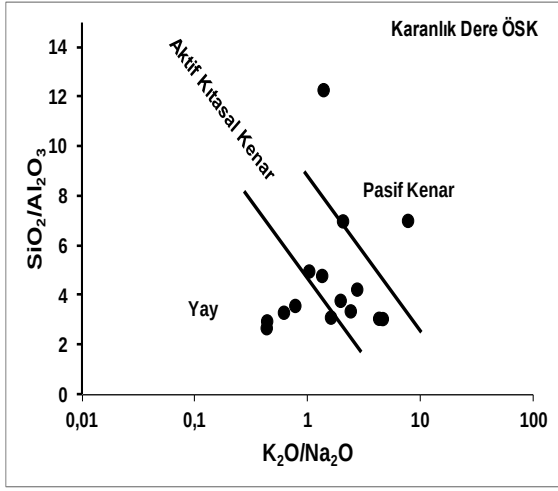
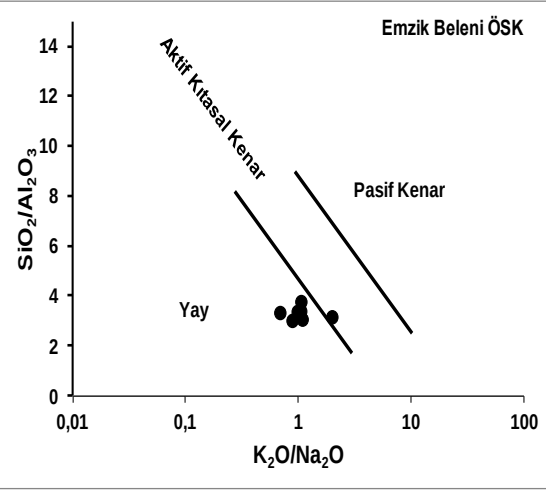
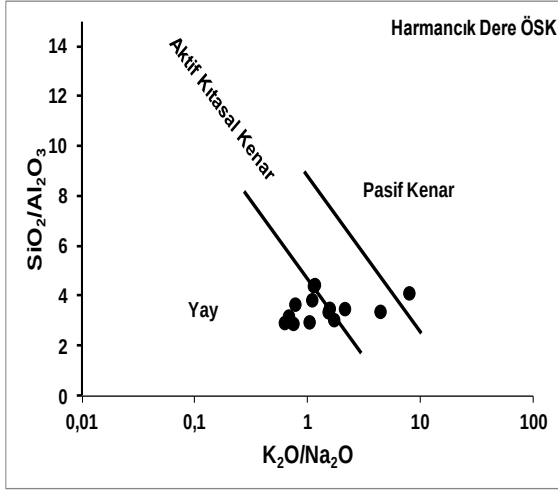
Şekil 4.85 Kayalık Dere ve Doruk Tepe ÖSK örneklerinin tektonik düzendeki konumları (Roser ve Korsch 1986)



Şekil 4.85 Emzik Beleni, Harmancık Dere, Karanlık Dere ÖSK örnekleri ile Tüm ÖSK örnek ortalamalarının ÖSK örneklerinin tektonik düzendeki konumları (Roser ve Korsch 1986) (devam)

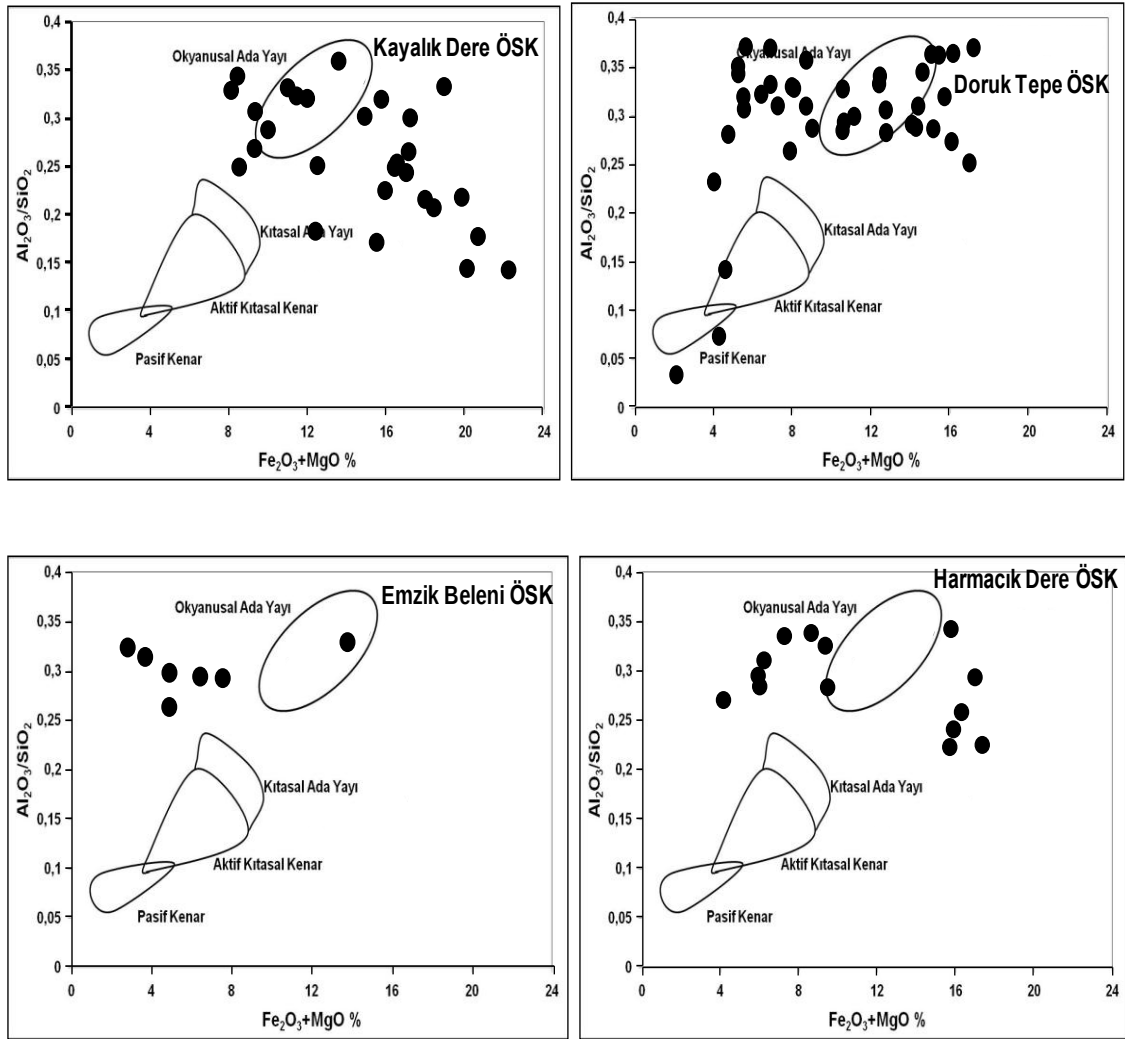


Şekil 4.86 Tektonik düzeni belirlemek için kullanılan diyagramlar (Roser ve Korsch 1986)

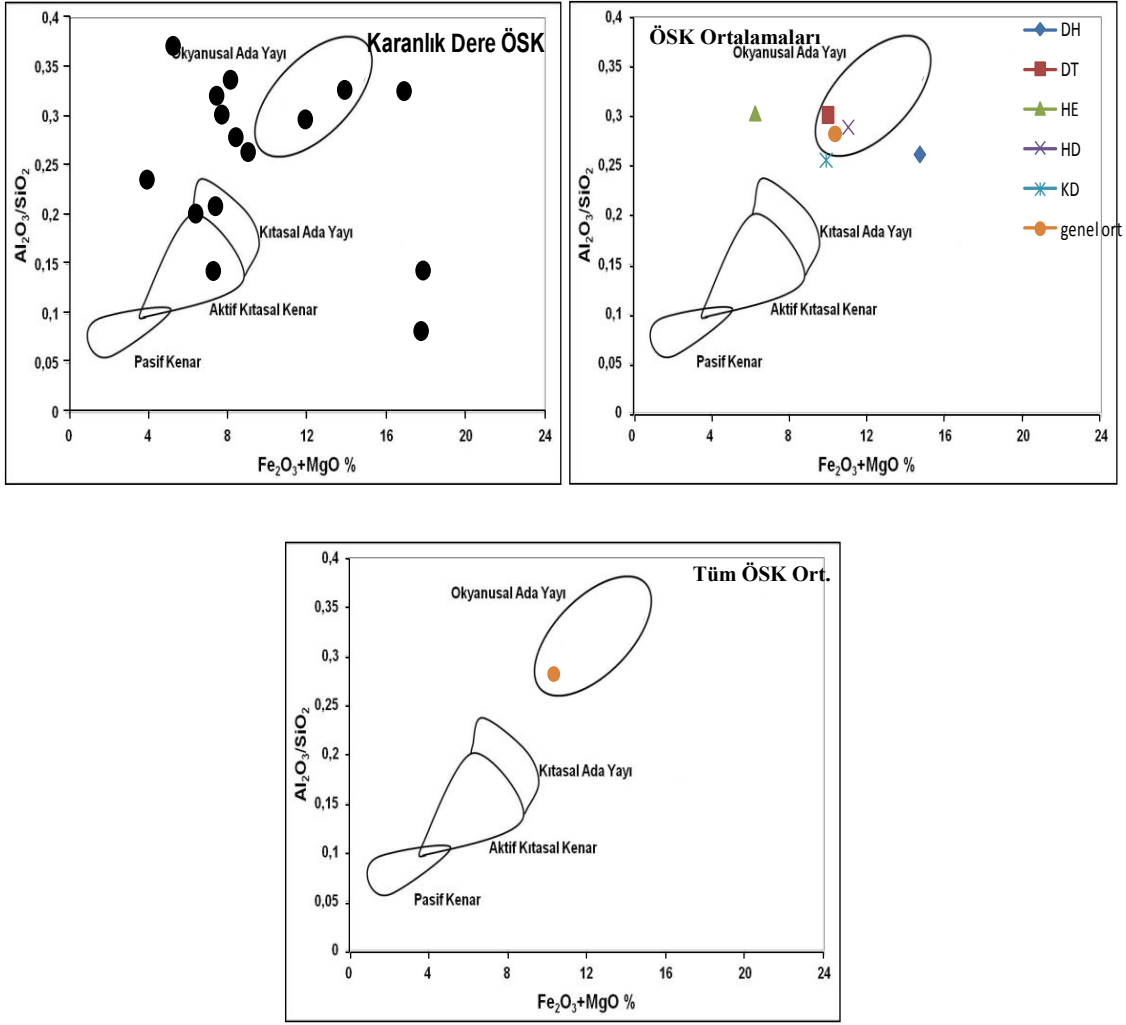


Şekil 4.86 Tektonik düzeni belirlemek için kullanılan diyagramlar (Roser ve Korsch 1986) (devam)

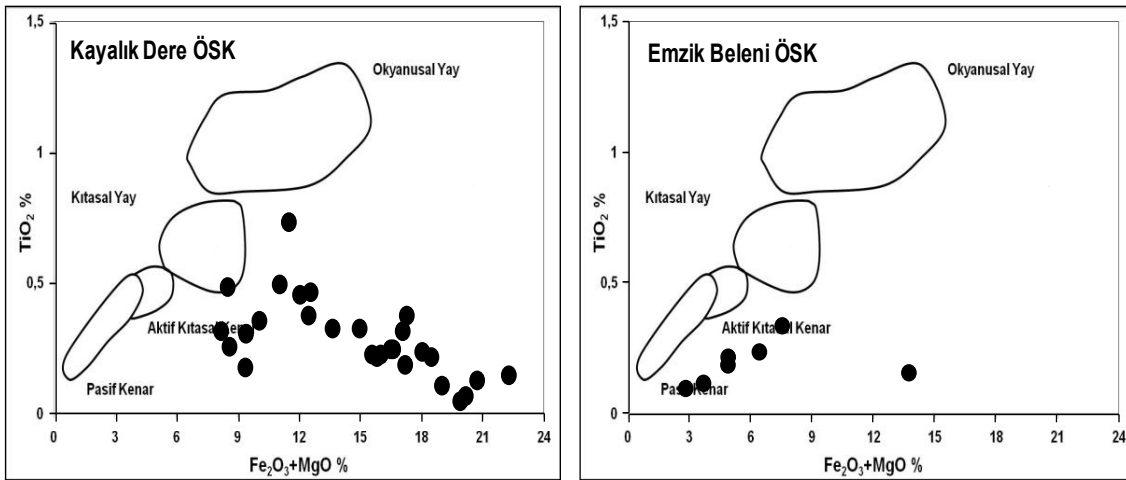
Bhatia (1983), okyanusal ada yayı, kıtasal ada yayı, aktif kıtasal kenar ve pasif kenar bölgelerini içeren tektonik bölgelerinin tespitini $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ 'ya karşılık $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ve TiO_2 grafikleri ile yapılabileceğini savunmuştur. Bu diyagramlar sonucunda incelenen örneklerin yoğun olarak okyanusal ada yayı alanlarına düştüğünü, ve seyrek olarak Karanlık Dere ÖSK'sında bazı örneklerin kıtasal ada yayı-aktif kıtasal kenar zonuna düştüğü tespit edilmiştir (Şekil 4.87-4.88).



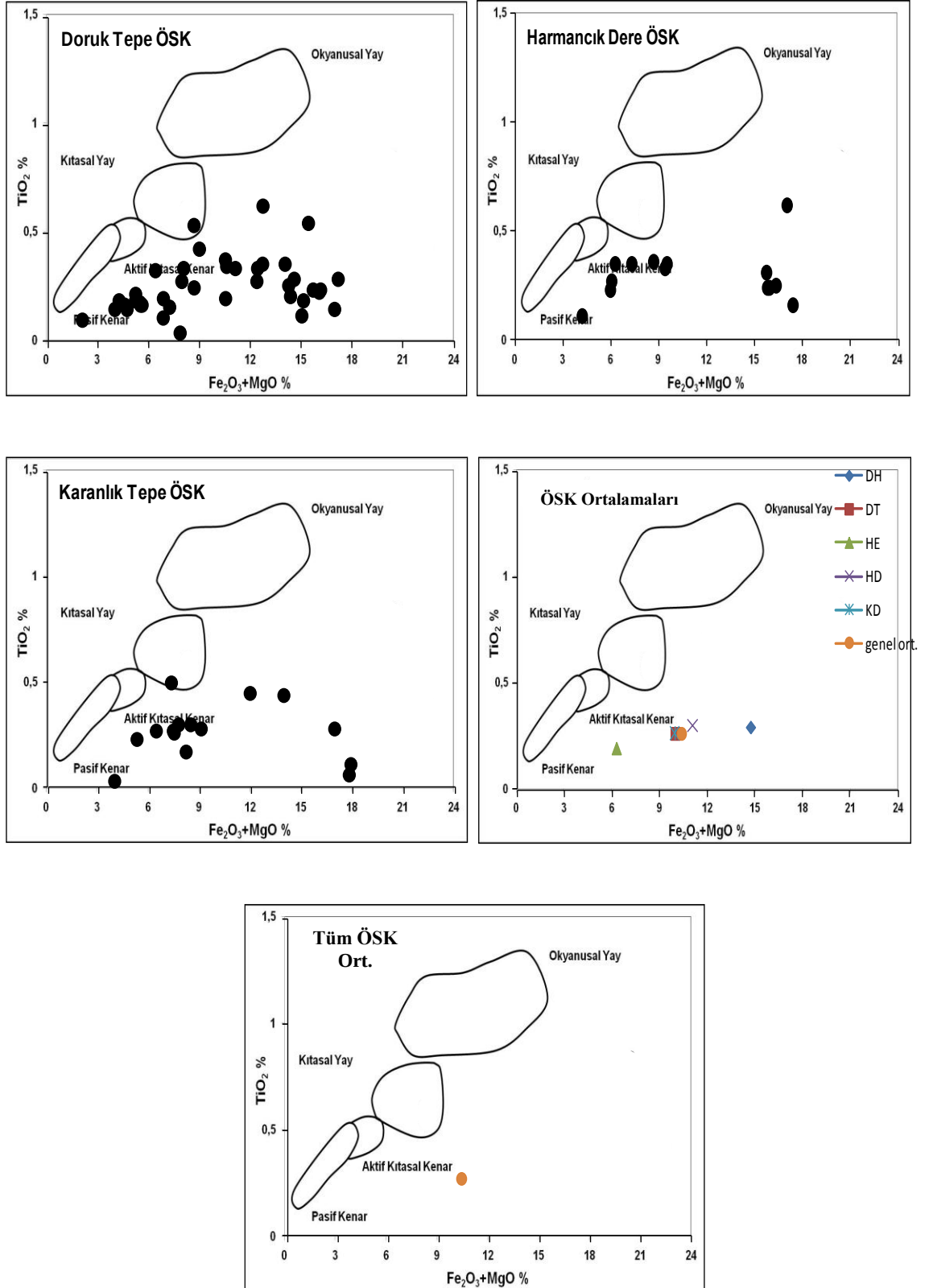
Şekil 4.87 Major element kompozisyonları ile tektonik koşulları ayıran diyagram (Bathia 1983)



Şekil 4.87 Major element kompozisyonları ile tektonik koşulları ayıran diyagram (Bathia 1983) (devam)



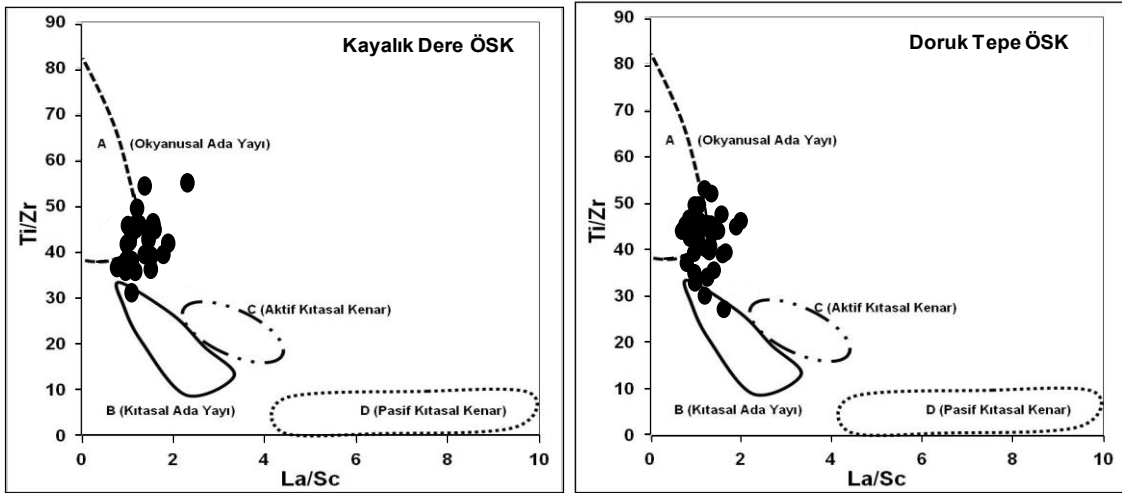
Şekil 4.88 Major element kompozisyonları ile tektonik koşulları ayıran diyagram (Bathia 1983)



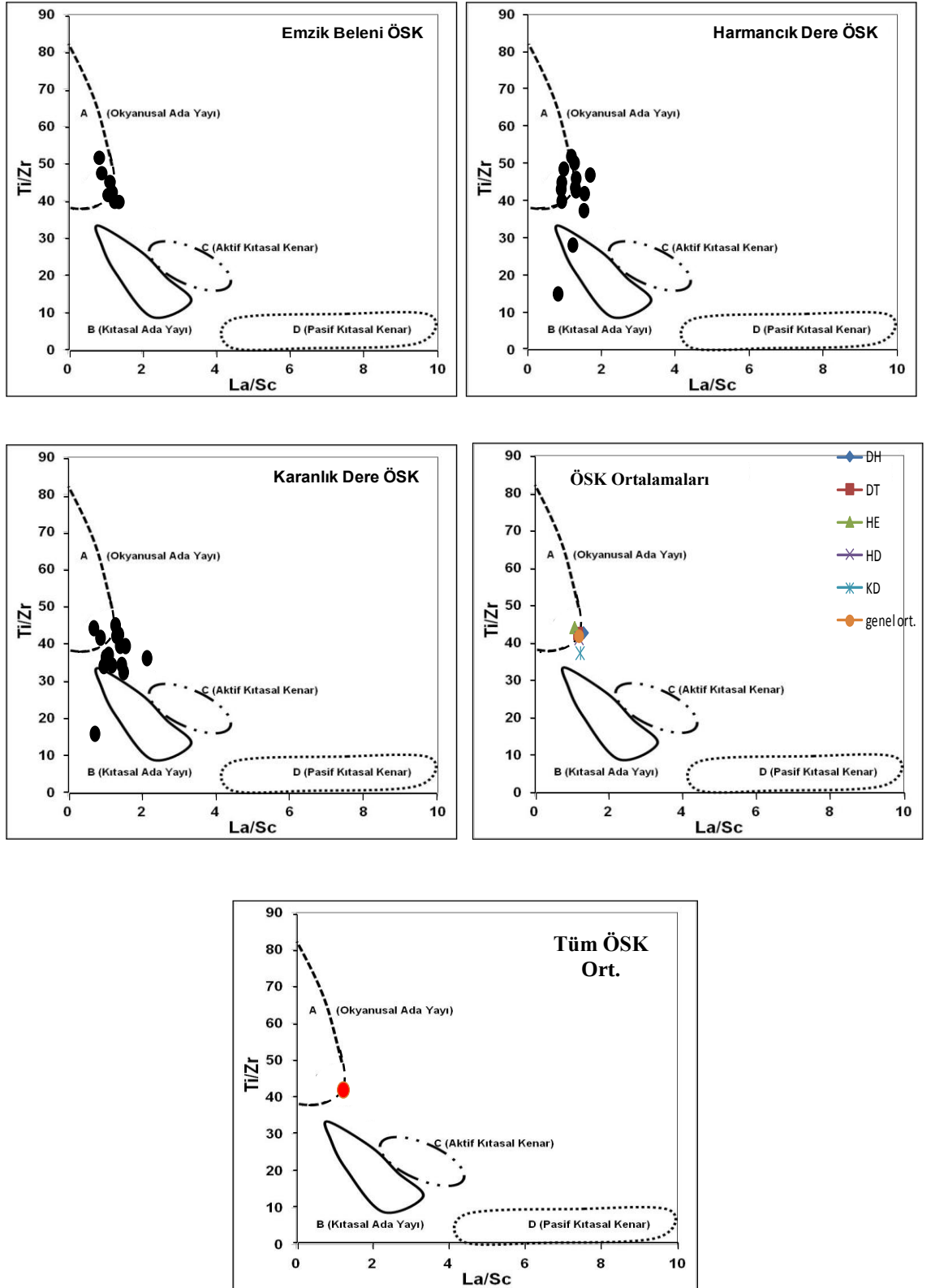
Şekil 4.88 Major element kompozisyonları ile tektonik koşulları ayıran diyagram (Bathia 1983) (devam)

Ti/Zr-La/Sc oranları kullanılarak yapılan diyagramlarda okyanusal ada yayı, kıtasal ada yayı, kıtasal kenar yayı ve pasif kenar ortamları tespit edilebilmektedir (Bhatia ve Crook 1986). Paleotektonik koşulları belirlemede kullanılan bu diyagramlara göre de incelenen örneklerin çoğunluğunun okyanusal ada yayı bölgelerini işaret ettikleri belirlenmiştir (Şekil 4.89). Buna göre Karanlık Dere ÖSK'sı hariç diğer ÖSK ve tüm ÖSK ortalamasının okyanusal ada yayı alanında yer aldığı tespit edilmiştir (Şekil 4.90).

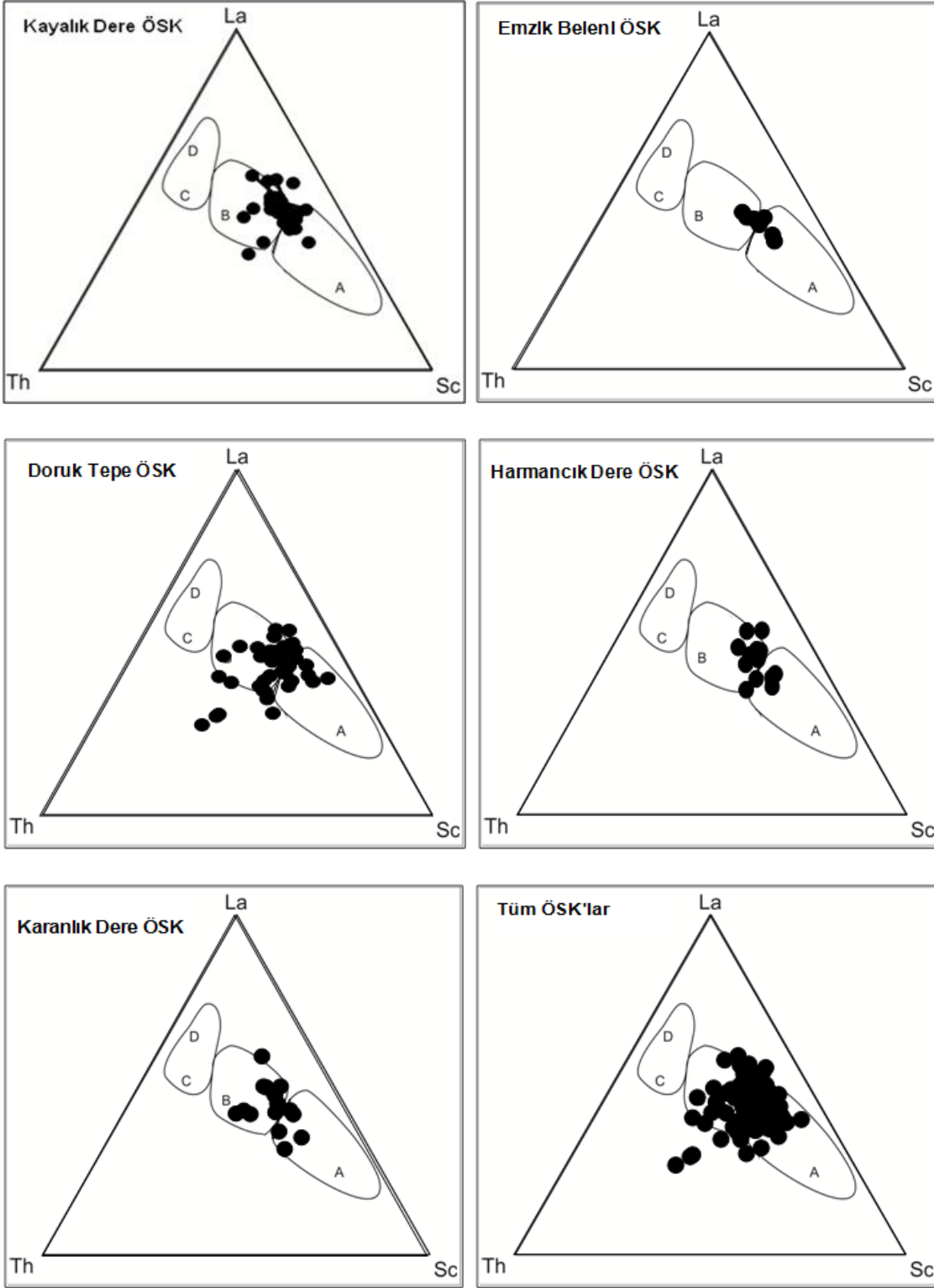
Bhatia ve Crook (1986) tarafından sunulan La-Th-Sc üçgen diyagramında da tektonik düzen okyanusal ada yayı, kıtasal ada yayı, aktif kıtasal kenar ve pasif kenar şeklinde ayrılabilir. Çalışma sahasına ait incelenen örneklerin bu diyagrama göre dağılımlarına bakıldığında okyanusal ve kıtasal ada yayı bölgelerinde dağıldıkları görülmektedir (Şekil 4.91). Toryum ve lantanyum riyalitlerde oldukça yüksek iken skandiyum bazik magmatik kayalarda tipik olarak yüksek miktarda bulunur. Böylece okyanusal ada yayına düşen örneklerin daha bazik kıtasal yayı düşen örneklerin ise daha silisik olduğunu söyleyebiliriz.



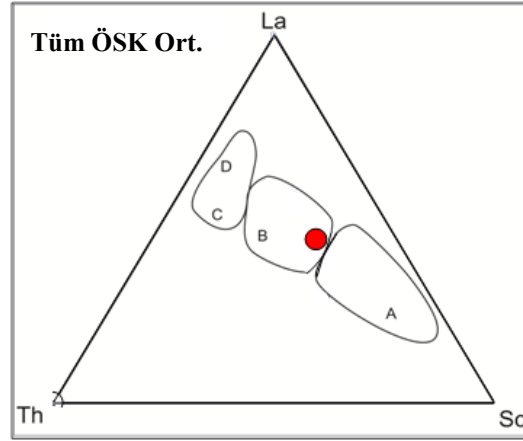
Şekil 4.89 Tektonik düzeni belirlemek amacıyla ana ve iz element diyagramları (Bhatia ve Crook 1986)



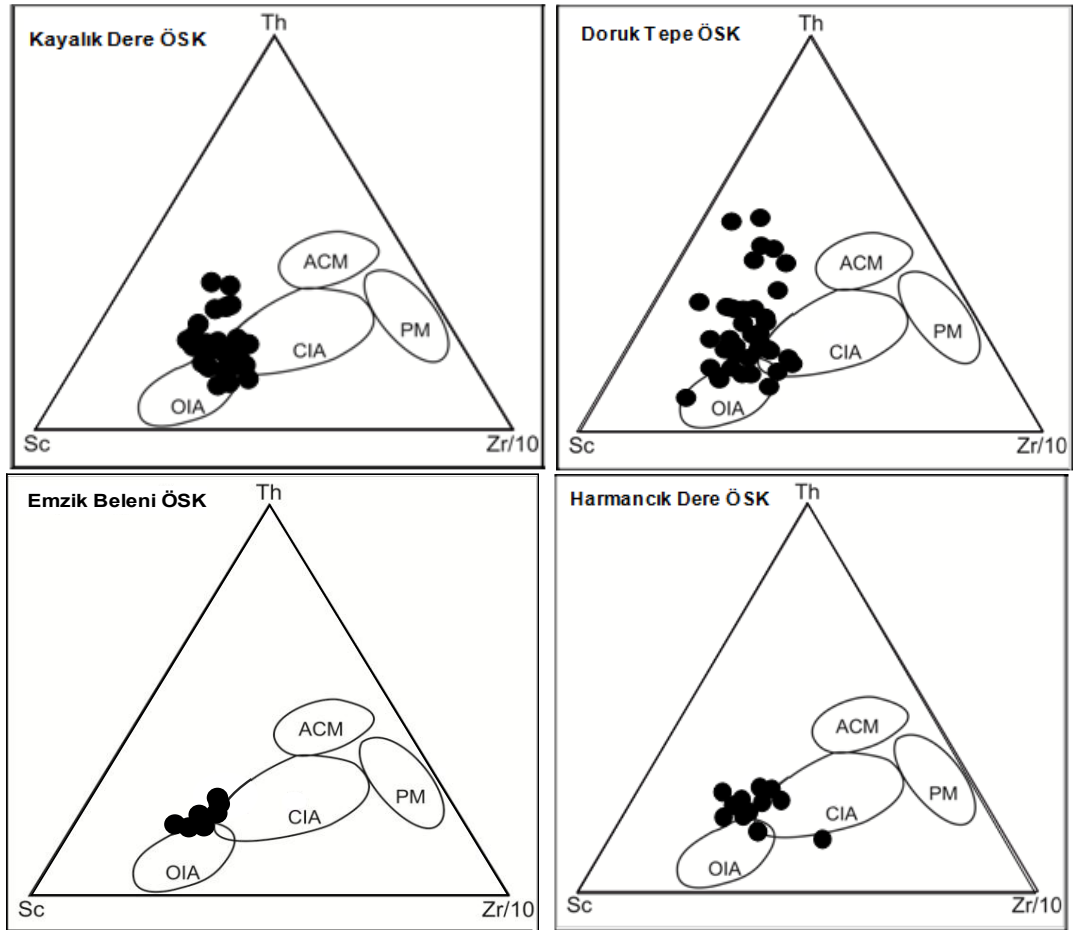
Şekil 4.89 Tektonik düzeni belirlemek amacıyla ana ve iz element diyagramları (Bhatia ve Crook 1986) (devam)



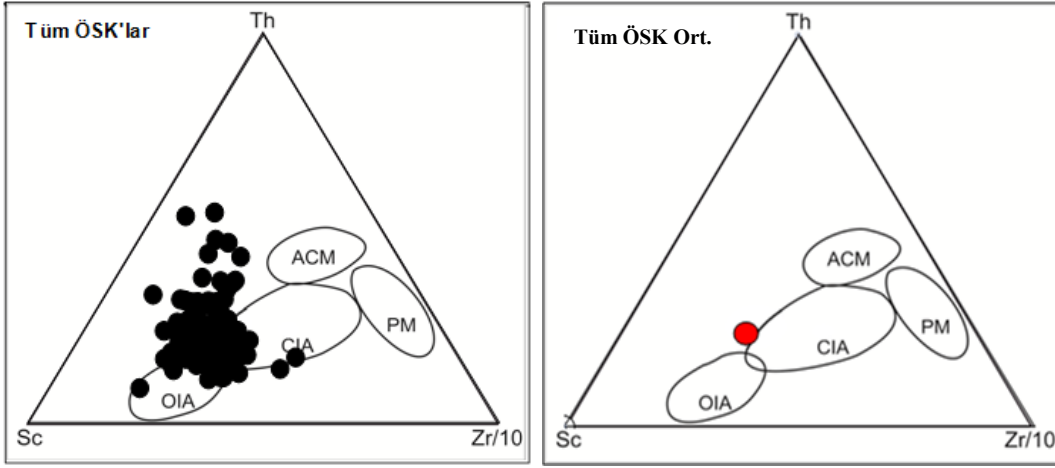
Şekil 4.90 İz elementler kullanılarak oluşturulan tektonik koşulları belirleyen üçgen diyagram (Bhatia ve Crook 1986)
A, OIA=okyanusal ada yayı; B, CIA=kıtasal ada yayı; C, ACM=aktif kıtasal kenar; D, PM=pasif kıtasal kenar



Şekil 4.90 İz elementler kullanılarak oluşturulan tektonik koşulları belirleyen üçgen diyagram (Bhatia ve Crook 1986) (devam)

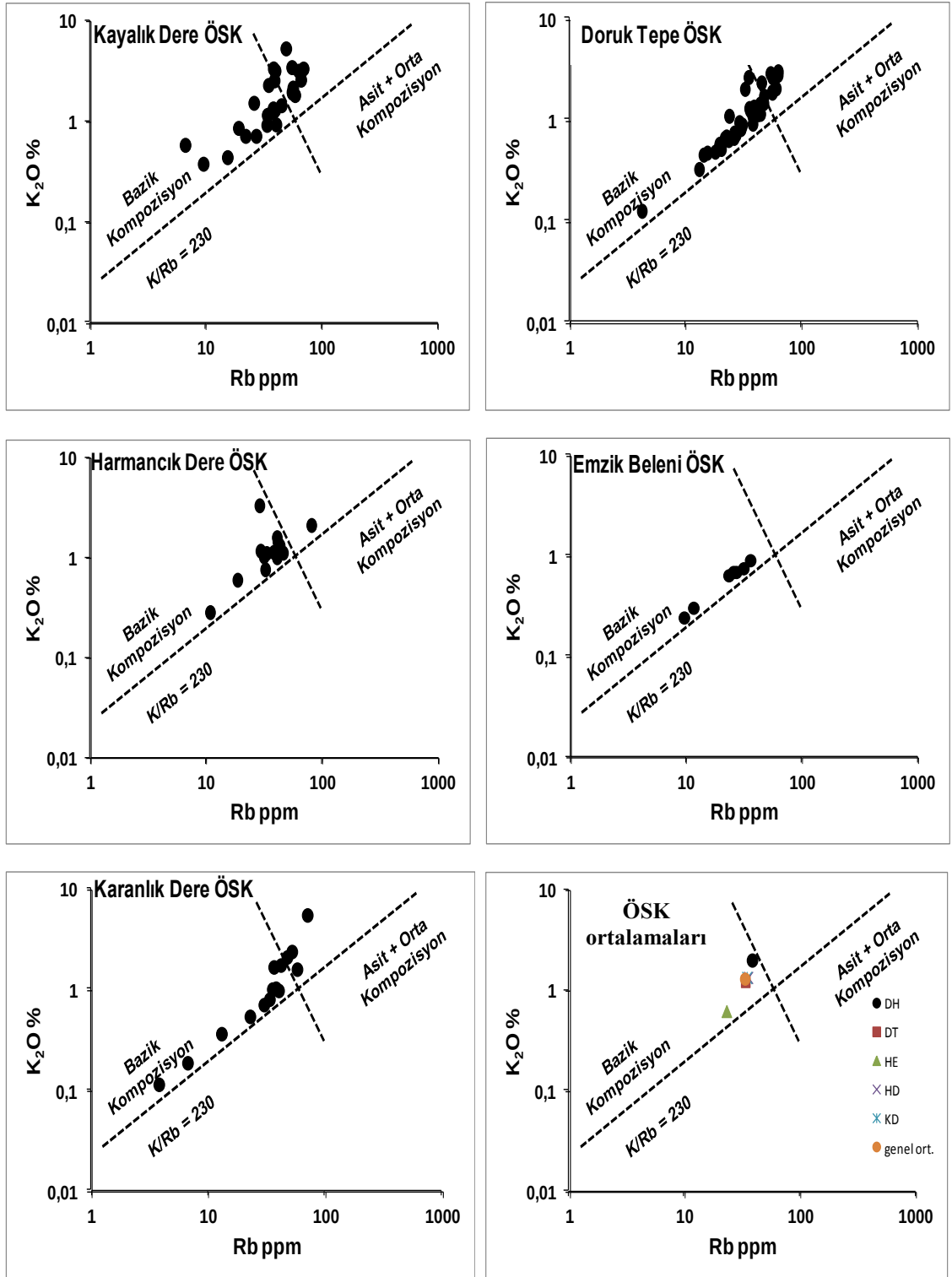


Şekil 4.91 ÖSK'lara ait iz elementler kullanılarak oluşturulan tektonik koşulları belirleyen üçgen diyagram (Bhatia ve Crook 1986)

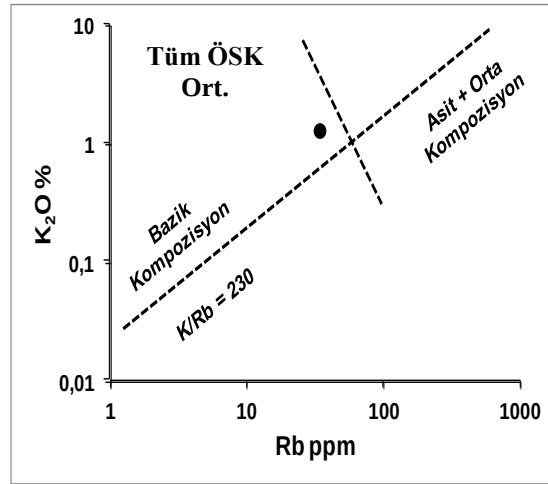


Şekil 4.91 ÖSK'lara ait iz elementler kullanılarak oluşturulan tektonik koşulları belirleyen üçgen diyagram (Bhatia ve Crook 1986) (devam)

K ve Rb, metamorfizma sırasında oldukça mobil olmalarına rağmen, bu elementlerin varlıkları asidik-orta kompozisyondaki magmatik kayaçları göstermektedir (Campo ve Guevara 2005). Arenitlerin K/Rb oranı yaklaşık 230 değerindedir (kabuk ortalamasına eşit (Shaw 1968)) fakat mevcut Rb miktarları kaynağının asitik-orta magmatik kayaçlardan geldiğini göstermektedir (Floyd vd. 1989). İncelenen kesitlere ait kayaç örnekleri genel olarak benzer bir dağılım göstermektedir (Şekil 4.92). Buna göre incelenen örnekler bakıldığında; Kayalık Dere ve Doruk Tepe ÖSK'larındaki kayaç örnekleri bazik-orta+asidik kompozisyon sergilerken, Emzik Beleni, Harmancık Dere ve Karanlık Dere ÖSK'larındaki örneklerin çoğunluğu bazik kompozisyonda yer almaktadır. ÖSK örneklerinin K_2O -Rb ortalamaları dikkate alındığında ise tüm ÖSK'ların bazik kompozisyon alanı içinde yer aldığı görülmüştür (Şekil 4.92).

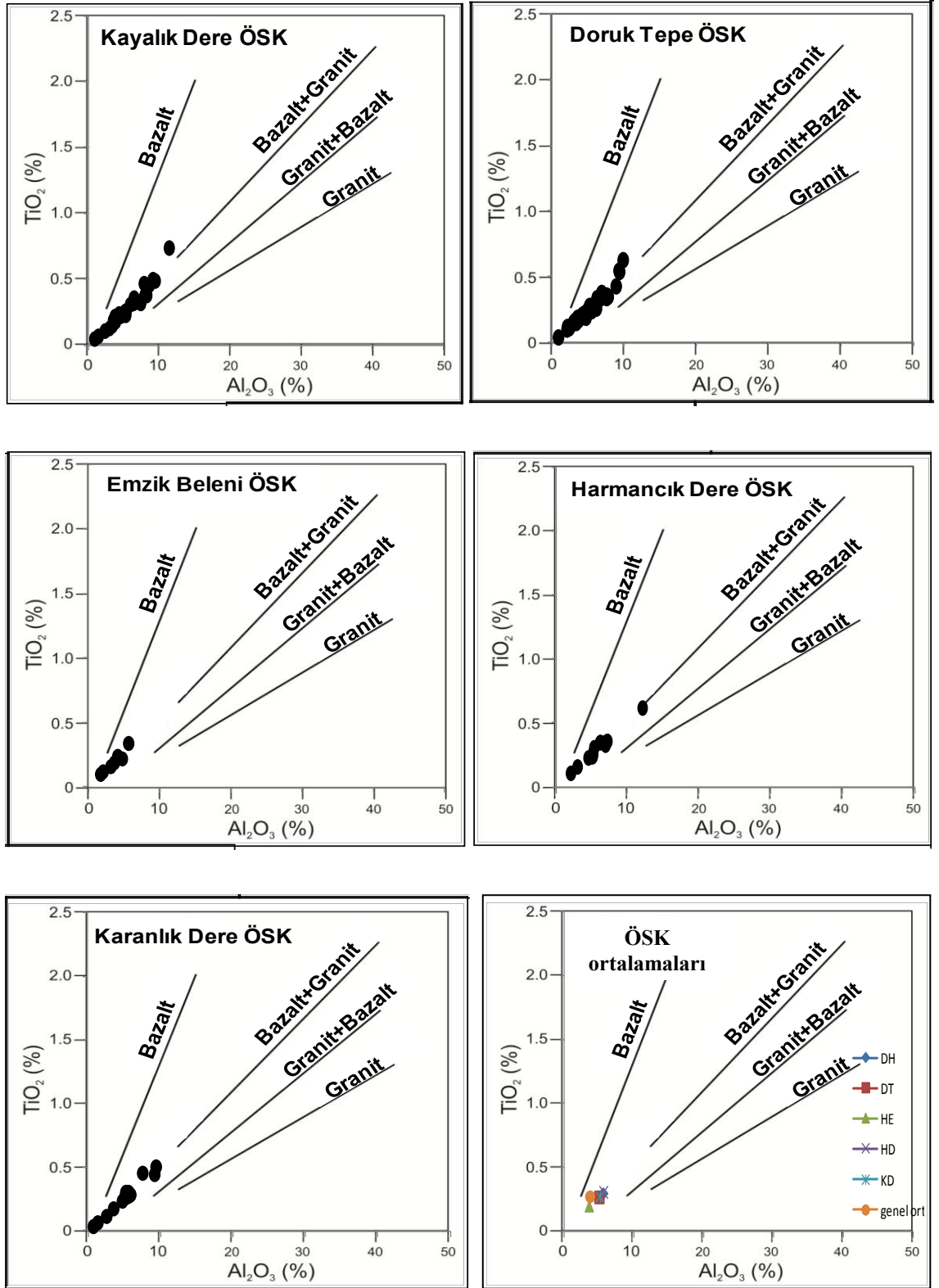


Şekil 4.92 K_2O 'a karşılık Rb diyagramı (Floyd ve Leveridge 1987)

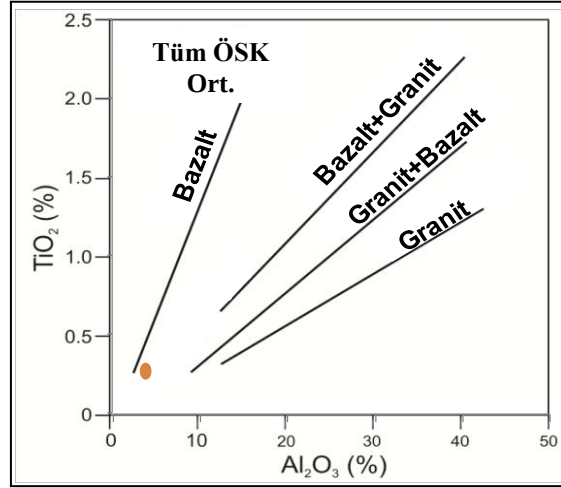


Şekil 4.92 K₂O'a karşılık Rb diyagramı (Floyd ve Leveridge 1987) (devam)

Çoğu klastik kayacın TiO₂'ye karşılık Al₂O₃ oranları kaynak kayacın kompozisyonunu belirlemek amacıyla sık olarak kullanılmaktadır. Granitik ve bazaltik kayaların kimyasal kompozisyonu belirlemek için TiO₂-Al₂O₃ grafiklerinden istifade edilmiştir (Amajor 1987). İncelenen örneklerin TiO₂'ye karşılık Al₂O₃ diyagramı Şekil 4.93'de gösterilmiş olup, kaynak materyalinin bazaltik granitik karışık kayaçları arasında değişim gösterdiği belirlenmiştir. Al₂O₃/TiO₂ oranı mafik magmatik kayaçlarda 3-8, karışık kayaçlarda 8-21 ve felsik kayaçlarda 21-70 arasında artışlar sergiler. Al₂O₃/TiO₂ oranına göre inceleme alanımıza ait örneklerin 18,34-20,59 (DH 19,78; DT 20,22; HE 18,34; HD 19,14; KD 20,59) değer aralığında yer almakta olup, karışık kayaçlara işaret etmektedir.



Şekil 4.93 TiO_2 'e karşılık Al_2O_3 diyagramı

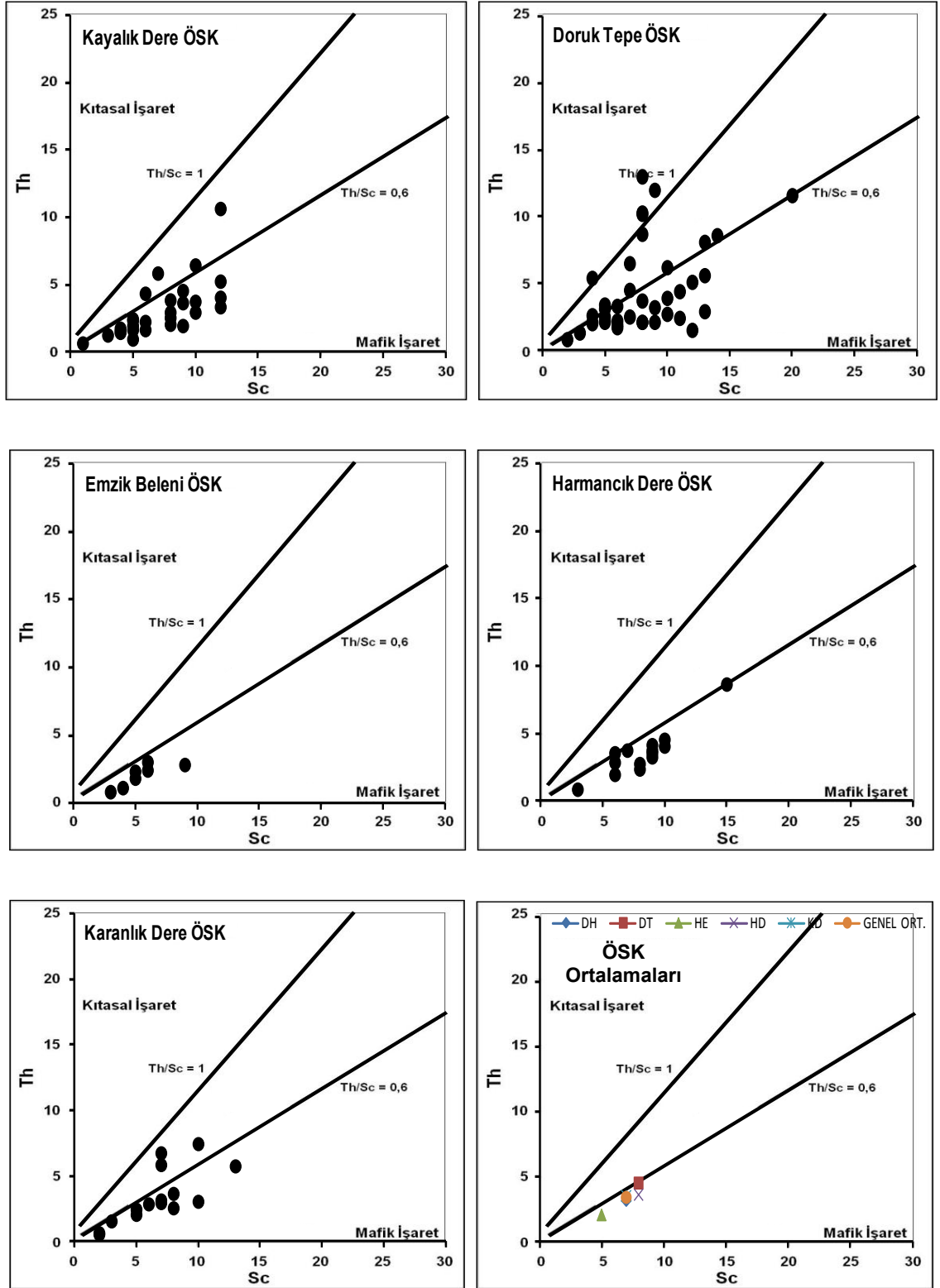


Şekil 4.93 TiO₂'e karşılık Al₂O₃ diyagramı (devam)

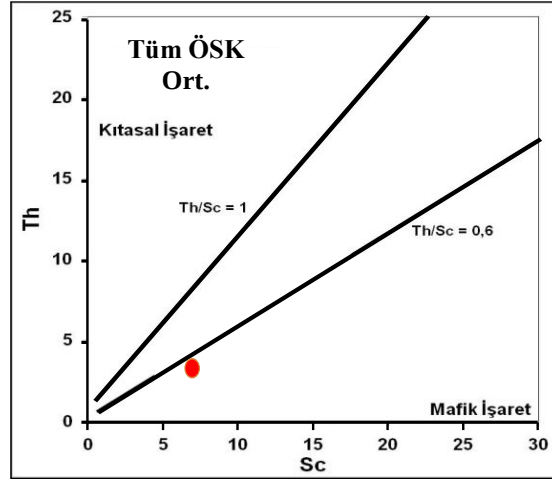
Y, Th ve Sc gibi nadir toprak elementleri taneli sedimanter kayalara oldukları gibi transfer olmalarından dolayı iyi birer kaynak tayini işaretçileridir (Taylor ve McLennan 1985).

Bundan dolayı sedimanter ortamların kaynak kaya özelliklerini korumakta ve güvenilir kaynak indikatörleri sağlamaktadır (McLennan vd. 1990, 1993).

Th/Sc oranları da sedimanter kayaçların kaynak kayası hakkında bilgiler verebilmektedir. İncelenen örneklerinde Kayalık Dere ÖSK ~0,44, Doruk Tepe ÖSK ~0,58, Emzik Beleni ÖSK ~0,39, Harmancık Dere ÖSK ~0,43, Karanlık Dere ÖSK ~0,51 ortalamaları ve grafiklerden kaynak kayanın mafik-felsik karışımı, mafik'e daha yakın bir köken göstermektedir (Şekil 4.94).



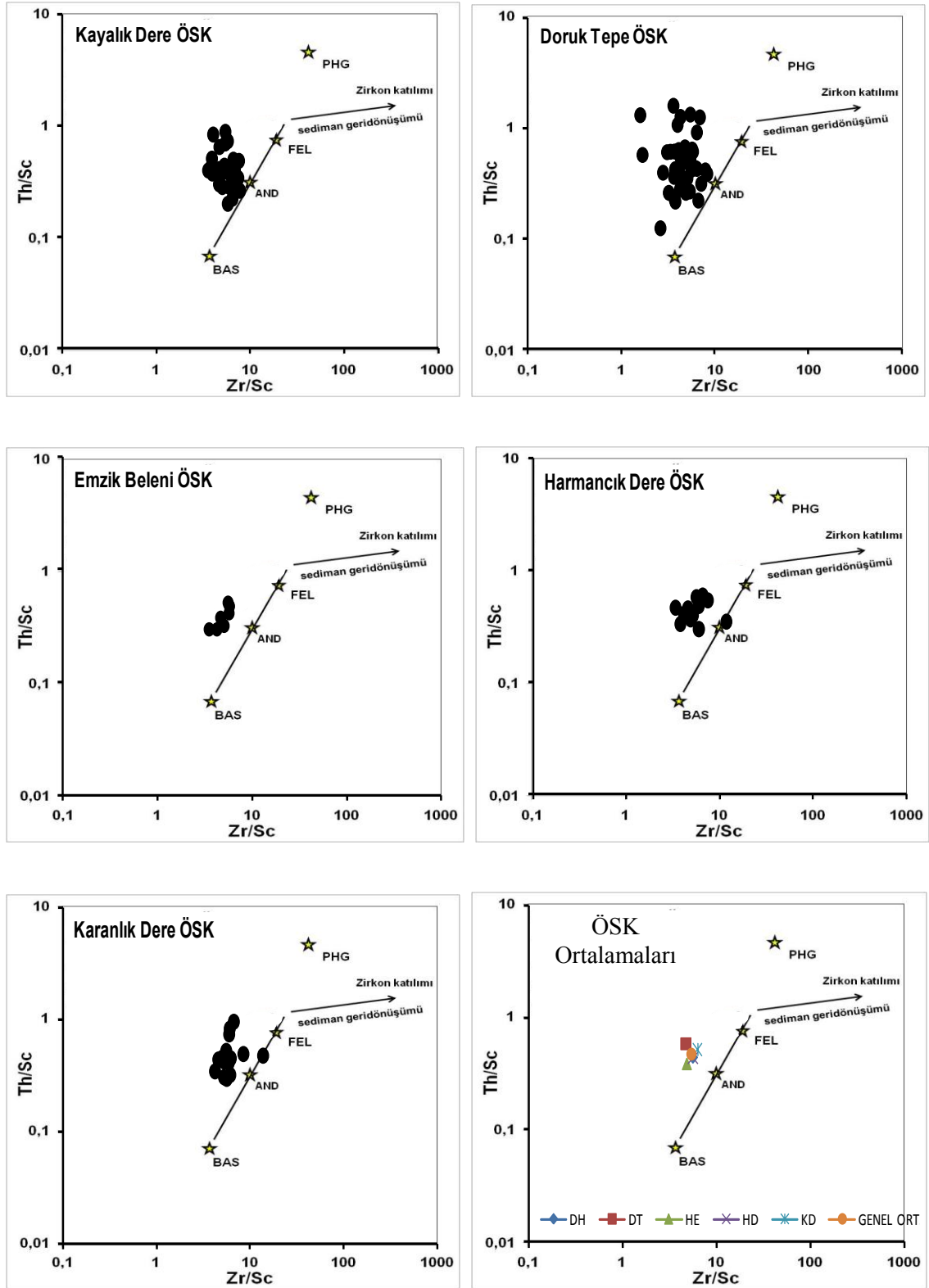
Şekil 4.94 ÖSK'lara ait Th'e karşılık Sc diyagramı



Şekil 4.94 Tüm ÖSK örneklerinin ortalama Th'e karşılık Sc diyagramı (devam)

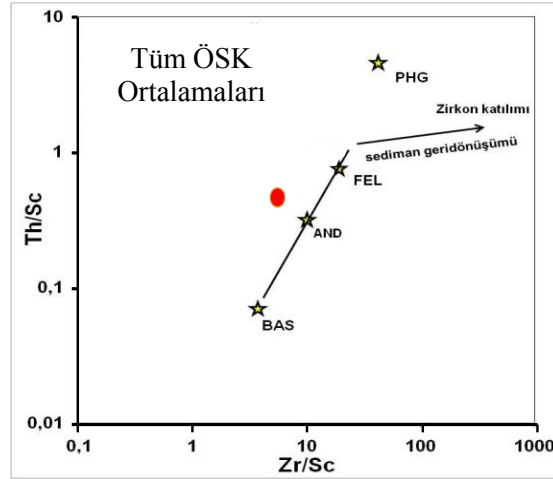
Zr/Sc oranları zirkon zenginleşmelerini belirlemede faydalı bir işaretçi olmakla birlikte kaynak belirlemede de iyi bir indikatördür (McLennan 1989a). Th/Sc oranları ise magmatik kayaçların kimyasal yapısının belirlenmesinde oldukça önemli bir işaretçidir (McLennan vd. 1993).

Zr/Sc'e karşılık Th/Sc diyagramına göre örnekler andezite yakın değerleri göstermektedir. Andezit volkanik kayaçları ve özellikle dalma-batma zonlarını işaret etmektedir (ada yayları). Tüm ÖSK'ler değerlendirildiğinde genel olarak Th/Sc oranlarının <1 olduğu, ve Zr/Sc <10 dolaylarında değiştiği görülmektedir. Şekil 4.95'de görüldüğü üzere felsikten mafik kayaçlara doğru bir kaynağı işaret etmektedir. Zr/Sc <10 olması Zr katılımının ve sediman geri dönüşümünün olmadığını göstermektedir ki Zr zenginleşmesi dikkate alındığında şeyl ortalamasına göre Zr tüketilmesi belirlenmiştir.



Şekil 4.95 Kaynak kompozisyonunun Th/Sc ve Zr/Sc'a göre belirlenmesi (McLennan vd. 1993, Roser 2000).

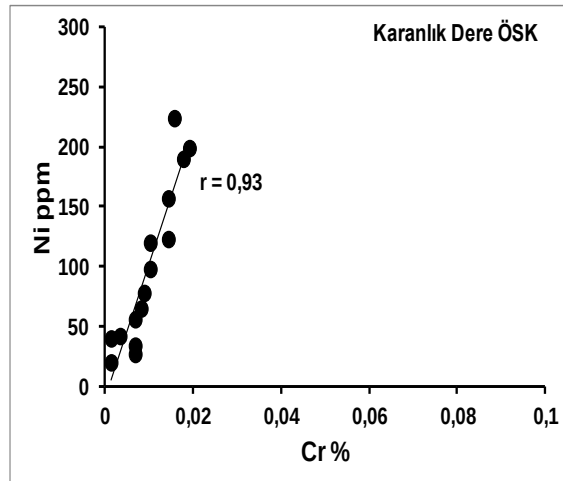
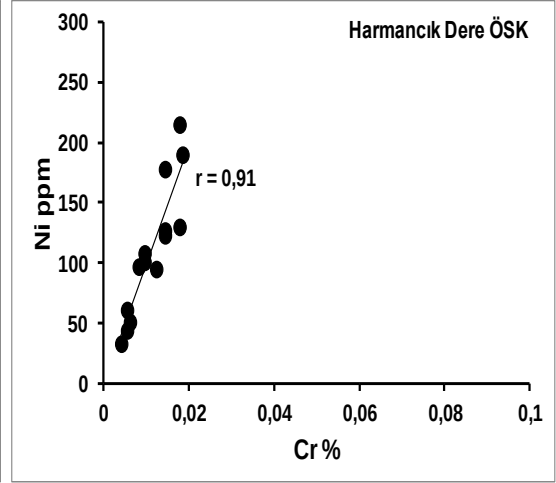
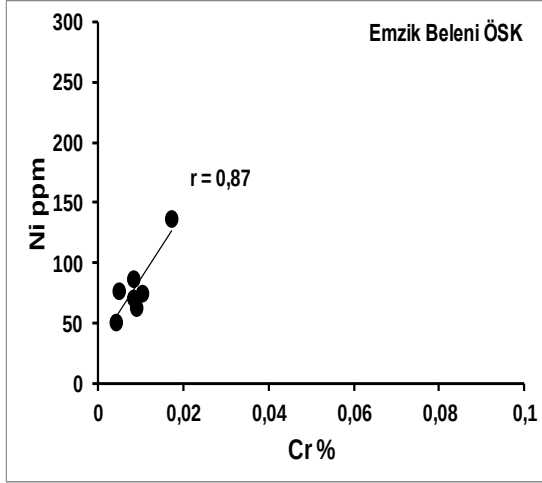
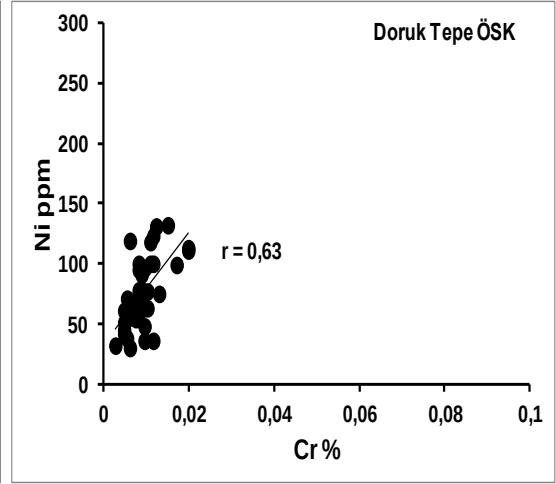
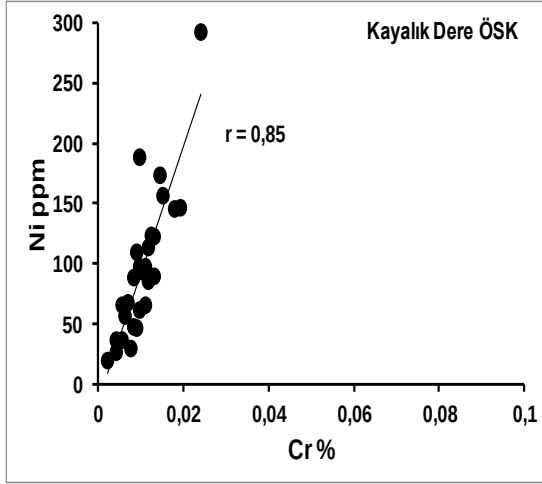
PHG=Fanerozoyik granit; FEL=Felsik volkanik kayaç; AND=Andezit; BAS=Bazalt (Condie 1993). PAAS: Post-Archean Australian shales; NASC: North American Shale Composite; UCC: üst kıtasal kabuk



Şekil 4.95 Kaynak kompozisyonunun Th/Sc ve Zr/Sc'a göre belirlenmesi (McLennan vd. 1993, Roser 2000) (devam)

Kumtaşlarında yer alan Cr, kaynak alandaki ultramafik kayaların varlığına işaret etmektedir (Björlykke 1974). Şeyller içerisindeki Cr ve Ni konsantrasyonlarının kaynaklarının ultramafik kayalardan geldiğini savunan çalışmalar yer almaktadır (Papavassiliou ve Cosgrove 1982, Yücesoy ve Ergin 1992, Thiebault ve Clement 1992, Garver ve Royce 1993, Garver ve Scott 1995). Cr ve Ni arasındaki kuvvetli korelasyon, Cr/Ni oranlarının 1,4-1,6 arasında çıkması ve çalışma alanının yakınında yer alan kaynak bölgede ultramafik kayaların varlığı, kaynak alandan Cr ve Ni'in hemen hemen tamamının günlenmeye uğramadan tranfer olduğunu doğrulamaktadır (Garver ve Smick 1996).

İncelenen örneklerde de Cr ve Ni arasında oldukça kuvvetli pozitif korelasyonlar bulunmaktadır ($r_{DH} = 0,85$; $r_{DT} = 0,63$; $r_{HE} = 0,85$; $r_{HD} = 0,90$; $r_{KD} = 0,84$). Örneklerdeki yüksek Cr içeriği büyük olasılıkla değişen kaynak içeriğinin ve orta/bazik özellikteki detritik materyalin yansımalarıdır (Floyd ve Leveridge 1987; Şekil 4.96). Mafik kaynaklardan girdi aynı zamanda V ve Ni zenginleşmesini de getirecektir. Genellikle UCC (üst kıtasal kabuk) ortalamaları daha düşük Cr/V ve daha yüksek Y/Ni değerlerine sahiptir (Çizelge 4.24). Buda depolanma alanına mafik veya ultramafik katılımının işaretçisi olduğunun altını çizmektedir (Floyd ve Leveridge 1987).



Şekil 4.96 Cr'a karşılık Ni diyagramı ve ortalama şöyle göre zenginleşmeleri

Çizelge 4.24 İncelenen örneklerin ve üst kıtasal kabuk Cr/V ve Y/Ni ortalamaları

Kesitler	Cr/V	Y/Ni	Kaynak
Üst Kıtasal Kabuk (UCC)	0,58	1,1	mafik/ultramafik
Kayalık Dere ÖSK	1,36	0,1	orta/bazik
Doruk Tepe ÖSK	1,14	0,13	orta/bazik
Emzik Beleni ÖSK	1,91	0,07	orta/bazik
Harmancık Dere ÖSK	1,97	0,09	orta/bazik
Karanlık Dere ÖSK	1,39	0,09	orta/bazik

5. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

5.1 Tartışma

Bolu ilinin Göynük ilçesinde bulunan Paleosen-Eosen yaşlı Hatıldağ Formasyonu içerisinde yer alan organik maddece zengin birimlerler içerisinde derlenen örnekler incelenerek, depolanma ortamının paleoredoks koşulları, buna bağlı element jeokimyası, kaynak alan, aşınma etkileri ve paleotektonik koşulların tayini yapılmıştır.

Elde edilen veriler ışığında depolanma ortamının oksik-disoksik paleoredoks koşullarında olduğu tespit edilmiştir. Oksik-disoksik paleoredoks koşullarında depolanan yüksek miktardaki C_{org} (ortalama % 4,6) birikimini depolanma ortamının denizle kısmen bağlantısı olan eşikli bir deniz ortamına bağlayabiliriz. Derin denizlerden gelen bol oksijenli, plankton ve algler için besin kaynağı olan çözünmüş fosfat ve nitratlarca zengin sularla fotik zondaki biyolojik üretkenlik çok yükselmekte, denizin çekilmesi neticesinde depolanma alanı kapalı bir ortama dönerek basendeki canlıların ihtiyaç duydukları besin ve oksijen kaynak tarafından karşılanamadığı için oksijen ve besin konsantrasyonlarında bir tüketilme gerçekleşmektedir. Bunun neticesinde canlılar kitlesel olarak ölmekte, tabana çökerek deniz tabanında kalın bir organik madde birikimine sebebiyet vermektedir. Hızlı sedimantasyon ile bu organik madde yığınları süratle örtülerek oksijenle teması kesilmekte ve korunaklı hale gelmektedir. Deniz seviyesindeki yükselme ile ortama tekrar çözünmüş oksijen ve fosfat ve nitratlarca zengin sular girerek sistem tekrar algal canlıların yaşamasına uygun hale gelmektedir. Bu rejim değişimlerinin sıklıkla tekrarlanması ile bitümlü kayalar ile sedimanter kayaların ardalanması gerçekleşmektedir.

Çalışma sahasından derlenen bitümlü örnekler üzerinde yapılan analizlerde deniz seviyesindeki yükselme ile depolanma ortamında Ca ve Mg'nun oldukça zenginleştiği görülmektedir. Denizel etki ile ortamdaki kayaların dolomitleşme etkisinde kaldığı görülmüştür. Bitümlü örneklerde ana elementlerle C_{org} arasında herhangi bir ilişkisi gözlenmemiştir. Bunun yanı sıra redoksa duyarlı bazı iz elementlerle (Mo, U ve Se) C_{org} arasında düşük-orta pozitif bir ilişki olduğu tespit edilmiştir. Buda elementlerdeki

zenginleşmenin, organik maddeyle zayıf, muhtemelen Fe-Mn hidroksioksitler, kil mineralleri ve oksalatlar tarafından sediman-su ara yüzeyine taşınması neticesinde kaynaklandığı düşünülmektedir. Bunun yanı sıra depolanma ortamının çok sık denizel etki altında kalması neticesinde Sr ve Ba gibi elementlerin karbonatlar fazında zenginleştiği tespit edilmiştir.

Çalışma sahası depolanma ortamının paleoredoks koşulları çeşitli araştırmacıların kullandıkları element oranları (Ni/Co, V/Cr, V/Sc, V/(V+Ni), U/Th ve Mo/Mn) kullanılarak tespit edilmeye çalışılmıştır. Bu tez çalışmasında her ne kadar bilimsel bir temele dayanmasa da paleoredoks koşullarının daha kolay anlaşılabilmesi açısından, her araştırmacının sonuçlarına %100 rakamına ulaşılacak şekilde eşit bir oran verilerek paleoredoks koşullarının oranları tespit edilmiştir. Buna göre Kayalık Dere ÖSK'sı %67 oksik, %16 disoksik ve %17 anoksik, Doruk Tepe ÖSK'sı %50 oksik, %33 disoksik ve %17 anoksik, Emzik Beleni ÖSK'sı %83 oksik, %17 ve anoksik, Harmancık Dere ÖSK'sı %67 oksik ve %33 anoksik, Karanlık Dere ÖSK'sının ise %33 oksik, %50 disoksik ve %17 anoksik redoks koşulunu sağladığı belirlenmiştir. Buradan da anlaşılacağı üzere depolanma alanının, çözünmüş oksijen, fosfat ve nitratlar gibi besin bakımından yüksek olduğu dönemlerde oksik paleoredoks koşulunu sağlarken, suların çekilmesi neticesinde lagünel sığ bir ortamda ise oksijen ve besinin azalmasına mütakip canlıların kitlesel ölümleri sonucunda disoksik paleoredoks koşullarına dönmüştür.

Jeokimyasal verilerini kullanarak Göynük havzasının paleotektonik konumu ortaya konulmaya çalışılmıştır. Öncel çalışmalarda kullanılan veriler, genellikle bazı element çiftleri ve oranlarıdır ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$; La, Th, Sc üçgen diyagramı vb.). Çalışma alanının paleotektonik konumu, örnek ortalamaları bu grafiklere yerleştirildiğinde çoğunlukla “kıtasal ada yayı ve aktif kıtasal kenar” bölgesinde yer aldığı gözlenmiştir. Ayrıca örneklerin kayaç bileşeni olarak mafik–felsik karışık kaynak kayaç kökenini işaret etmektedir.

5.2 Sonuçlar

Hatıldağ Formasyonu içerisinde 5 farklı alanda yapılmış olan lölü Stratigrafi Kesitlerinden (Kayalık Dere (KD), Doruk Tepe (DT), Emzik Beleni (HE), Harmancık Dere (HD) ve Karanlık Dere (KD)) derlenen örnekler üzerinde yapılan piroliz analizi sonucunda incelenen örneklerden elde edilen % C_{org} verilerinin ortalama değeri SK' lara ait örneklerle göre sırasıyla %3.76, %5.64, %5.14, %4.68 ve %3.82 olarak tespit edilmiştir. Elde edilen bu yüksek değerdeki C_{org} verileri incelenen bitümlü kayaçların çok iyi kaynak kaya potansiyeline sahip olduğunu göstermektedir.

Çalışma sahasına ait incelenen bitümlü örneklerin genel olarak detritik (SiO₂) ve kil (Al₂O₃) fraksiyonuna oranla karbonat içerikli litolojik bir yapıya sahip oldukları belirlenmiştir.

Major oksitler (Al₂O₃-SiO₂-CaO) kullanılarak yapılan determinasyonlarda, çalışma alanından derlenen örneklerin büyük bir çoğunluğunun marn litolojisinde olduğu tespit edilmiştir.

Ana elementlerin zenginleşme katsayıları ortalama şeyle göre normalize edildiğinde, Ca ve Mg elementlerinin 10-100 kat aralığında; Si, Mn ve P elementlerinin 5-10 kat aralığında; Na, Fe, K ve Ti elementlerinin ise 1-5 kat aralığında zenginleştiği belirlenmiştir.

İz elementlerden W, As ve Se'mun ortalama şeyle göre 1-100 kat aralığında; Ni, Sc, Ba, Be, Co, Cs, U, V, Cu, Cd ve Sb'nun 1-10 kat aralığında zenginleştiği diğer iz elementlerin ise genelde tüketildikleri grlmştir.

W, As ve Se'daki yüksek zenginleşme değerleri, depolanma ortamının karbonatça zengin olmasından kaynaklandığı belirlenmiştir.

Redoksa duyarlı olan iz elementlerden Sr, U, Mo ve W genelde diğer iz elementlerle (-) korelasyon sergilemektedir. Bu durum Sr, U, Mo ve W kaynaklarının diğer iz elementlerden farklı olduğunu göstermektedir.

Karbonatca zengin bir depolanma ortamına sahip çalışma alanına deniz seviyesinin yükselmesine paralel olarak, Mg girdisi ile ortam zaman zaman dolomitleşme etkisinde kalmıştır.

İncelenen örneklerin minerolojik bileşimleri, günlenme etkisine bağlı olarak Na&K Feldspar ve İllit-Montmorillit aralığında dağılım göstermiştir.

Çalışma alanında Ca, Mg, P ve Mn elementlerinin genellikle beraber hareket ettiği görülmüştür. Bu durum adı geçen elementlerin genellikle karbonatlı mineraller oluşturabileceklerine işaret etmektedir.

Çalışma sahasında yapılan 5 adet ÖSK içerisindeki bitümlü kayaç örneklerine ait iz element oranları kullanılarak paleoredoks koşulları belirlenmeye çalışılmıştır. Buna göre Ni/Co oranına göre depolanma ortamının indirgen, V/Cr-V/Sc-V/(V+Ni) ve U/Th oranlarına göre oksik-disoksik, Mo/Mn oranına göre ise indirgen-oksik paleoredoks koşulunu işaret ettiği belirlenmiştir.

S-C_{org} grafikleri ile Fe-C_{org}-S üçgen diyagramlarına göre tüm ÖSK'larımızın ortalamalarının oksik alanda yer aldığı görülmüştür.

Yukarıdaki bilgiler ışığında depolanma ortamının genelde oksik kısmende disoksik paleoredoks koşulunu sağladığı söylenebilir.

Çalışma sahası ÖSK'ların element zenginleşme ortalamaları ile dünyadaki indirgen ortamlardaki iz element ortalamaları karşılaştırıldığında, çalışma sahasındaki As, Ba, Co, Cu, Ni, Rb, Sr, V, Zn ve Zr iz elementlerinin daha çok zenginleştiği, bunun yanı sıra Cd, Mo, Sb ve U iz elementlerinin ise daha az zenginleştiği görülmüştür. Bu durum depolanma alanının oksik-disoksik paleoredoks koşulunda karbonatlı bir yapıda olması ve sülfidik bakımından indirgen olmamasından kaynaklanmaktadır.

Bitümlü örneklerin detritik ve detritik olmayan kaynak bakımından incelemeleri yapılmıştır. Buna göre; ana elementlerden Si, Na, Mn, Ca, Mg, iz elementlerden Se, Ag,

As, Ni, W ve Cr detritik olmayan (deniz suyundan), diğer elementlerin ise detritik kaynaktan geldiği tespit edilmiştir.

CIW, CIA, PIA, WIP, V günlenme indeks parametreleri kullanılarak incelen örneklerin ortalama değerlerin günlenme şiddeti tespit edilmiştir. Buna göre CIW indeksine göre 70-100 aralığında kuvvetli günlenme, CIA indeksine göre 50-80 aralığında orta günlenme, PIA indeksine göre 80-100 aralığında güçlü günlenme, WIP indeksine göre güçlü günlenme ve V indeksine göre ise zayıftan güçlü günlenme alanında yer aldığı tespit edilmiştir.

KAYNAKLAR

- Abdüsselamoğlu, S. 1956. Göynük, Mudurnu ve Beydili bölgesinin jeolojisi. MTA Rapor No: 2391.
- Ahl, T. 1977. River discharges of Fe, Mn, Cu, Zn and PB into the Baltic Sea from Sweden. Ambio Spec. Rep. 5, 219-228.
- Akarsu, İ. 1974. Göynük, Gölpaazarı, Bolu, Nallıhan, Beypazarı yöresi ile geniş çevresinde bitümlü şeyllerin jeolojik etüd incelemesi. TPAO Araştırma Merkezi Rapor No: 898.
- Akkuş, İ., Sümer, A., Şengüler, İ., Taka, M., Pekatan, R. ve Işık, A. 1982. Beypazarı Çayırhan yöresinin jeoloji ve bitümlü şeyl olanakları. MTA Rapor No: 7837.
- Aksay, A. ve Duru, M. 2002. 1/100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Adapazarı H24 paftası. MTA Yayınları, Pafta No: 37.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Dağ, Z., Soysal, Y. ve Sunu, O. 1980. Eldivan-Şabanözü (Çankırı) Hasayaz-Çandır (Kalecik-Ankara) dolayının jeolojisi: MTA Derleme No.6741 (yayınlanmamış).
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, N., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y. 1982. AnkaraElmadağ-Kalecik dolayının jeolojisi, MTA rapor no: 7298 (yayınlanmamış)
- Akyürek, B., Duru, M., Sütçü, Y. F., Papak, İ., Şaroğlu, F., Pehlivan, N, Gönenç., Granit, S. ve Yaşar, T. 1996. Ankara ilinin çevre jeolojisi ve doğal kaynaklar projesi. MTA. Rapor No. 9961 (Yayınlanmamış) Ankara, 43 s.
- Alberdi, M. ve Lafargue 1993. Vertical variations of organic matter content in Guayuta Group (Upper Cretaceous), Interior Mountain Belt, Eastern Venezuela. Org. Geochemical, 20, pp. 425-436.
- Algeo, T.J. ve Maynard, J.B. 2004. Trace–Element Behavior and Redox Facies in Core Shales Of Upper Pennsylvanian Kansas-Type Cyclothems. Chemical Geology, 206, 289 – 318.
- Algeo, T.J. ve Lyons, T. 2006. Mo–total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions. Paleoceanography, volume 21.

- Altın, D., Koçyiğit, A., Farrinacci, A., Nicosia, U. ve Conti, 1991. Jurassic - Lower Cretaceous Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of the Southern Part of North-Western Anatolia (Turkey). *Geological Research*, 27: 13-80, 36.
- Altın, D., Koçyiğit, A., Farinacci, A., Nicosia, U. ve Conti, M., A. 1992. Kuzeybatı Anadolu güneyinin Jura-Erken Kretase'deki paleocoğrafik evrimi. *Doğa Türkiye Yerbilimleri Dergisi* 1, 1-9.
- Altın, İ.E., 1973. Orta Sakarya Jeolojisi: 50. Yıl Yer Bilimleri Kong. Tebliğleri, Ankara, 159-191.
- Altın, İ.E. 1973b. Orta Sakarya Jeolojisi: 50. Yıl Yer Bilimleri Kong. Tebliğleri, Ankara, 159-191.
- Altın, İ.E., 1975. Bilecik Jurasigi. *Türk. Cumh. 50. Yılı uluslararası jeoloji kongresi*, Ankara, 102-110.
- Amajor, L.C., 1987. Major and trace elements geochemistry of Albin and Turonian shales from the Southern Benue trough, Nigeria. *Journal of African Earth Science*, 6, pp 633 – 461.
- Anbar, A.D., 2004. Iron stable isotope: beyond biosignatures. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 217:223–236.
- Anderson, R.F., 1982. Concentrations, vertical flux, and remineralization of particulate uranium in seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 1293–1299.
- Anderson, R.F., Fleisher, M.Q. and LeHuray, A.P., 1989. Concentration, oxidation state and particulate flux of uranium in the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 2215 – 2224.
- Anderson, T.F. and Raiswell, R., 2004. Sources and mechanisms for the enrichment of highly reactive iron in euxinic Black Sea sediments. *American Journal of Science* 304, 203–233.
- Archer, C. and D. Vance (2008) The global riverine Mo isotope flux and quantitative estimates of anoxia in the ancient global ocean, *Nature Geoscience* 1, 597-600.
- Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P., Madhavaraju, J. and Ramaswami, S., 2004. Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, Southern India: Implications for provenance, weathering and tectonic setting: *Journal of Sedimentary Research*, 74(2), 285-297.

- Arthur, M.A. and Sageman, B.B., 1994. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22, 499–551.
- Aziz, A., 1976. Beypazarı Yeni Çayırhan ve Karaköy arasındaki sahanın jeolojisi ve bitümlü şist olanakları. MTA Rapor No:5732.
- Balistreri, L.S., and Chao, T.T., 1990. Adsorption of Selenium by Amorphous Iron Oxyhydroxide and Manganese-Dioxide: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, no. 3, p. 739-751.
- Barling, J. and Anbar, A.D. (2004). Molybdenum isotope fractionation during adsorption by manganese oxides. *Earth and Planetary Science Letters*, 217, 315-329.
- Barnes C. E. and J. Kirk Cochran, 1991. Geochemistry of uranium in Black Sea sediments. *Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers*, Volume 38, p. S1237-S1254.
- Barnes C. E. and J. Kirk Cochran, 1993. Uranium geochemistry in estuarine sediments: Control on removal and release processes, *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol.57, pp.555-569.
- Bauluz, B., Mayayo, M.J., Fernandez-Nieto, C., Lopez. And J.M.G., 2000. Geochemistry, of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168, 135–150.
- Begonha, A., and Sequeira Braga, M.A., 2002. Weathering of the Oporto granite; geotechnical and physical properties. *Catena*, 49, 57–76.
- Beier, J.A. and Hayes, J.M., 1989. Geochemical and isotopic evidence for paleoredox conditions during deposition of the DevonianMississippian New Albany Shale, southern Indiana. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 101, 774 – 782.
- Benitez-Nelson, C. R. 2000. The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems. *Earth Sci. Rev.* 51: 109–135.
- Berner, R.A., 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 605-615.
- Beseme, P. 1967. Kabalar senklinalinin (Göynük -Bolu) genel ve uygulamalı jeolojik etüdü: MTA Raporu (No: 4629).

- Beseme P., 1969. Kabalar bitümlü senklinali. MTA Rapor No 4629.
- Bhatia, M.R. and Taylor S.R., 1981. Trace-element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline, Australia. *Chemical Geology*, 33, 115–125.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* 91, 611–627.
- Bhatia, M.R. and Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, 191–193.
- Bjørlykke, K. 1974. Depositional history and geochemical composition of Lower Palaeozoic epicontinental sediments from the Oslo Region. *Nor. Geo/. Unders.* 305, 1-81.
- Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R., 1972. *Origin of sedimentary rocks: Englewood Cliffs, N. J. (Prentice-Hall, Inc.)*.
- Boggs, Jr.S., 2009. *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge University Press, UK, 2nd edition, 600 p.
- Borchers S.L., Schnetger B., Böning P. and Brumsack H.-J., 2005. Geochemical signatures of the Namibian diatom belt: Perennial upwelling and intermittent anoxia. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6 (6).
- Boyle, E.A., 1981. Cadmium, zinc, copper and barium in foraminifera tests. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 11–35.
- Boyle, E.A. 1983. Chemical accumulation variations under the Peru Current during the past 130,000 years. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, pp. 7667–7680.
- Boyle, E.A., 1988. Cadmium: chemical tracer of deep water paleoceanography. *Paleoceanography* 3, 471–489.
- Böning, P., Brumsack, H.-J., Böttcher, M.E., Schnetger, B., Kriete, C., Kallmeyer, J. And Borchers, S.L., 2004. Geochemistry of Peruvian near-surface sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 4429–4451.
- Böttcher, M. E., and Huckriede, H., 1997. First occurrence and stable isotope composition of authigenic γ -MnS in the central Gotland Deep (Baltic Sea). *Marine Geology*, 137, 201.

- Breit, G.N. and Wanty, R.B., 1991. Vanadium accumulation in carbonaceous rocks: a review of geochemical controls during deposition and diagenesis. *Chemical Geology*, 91, 83-97.
- Brongersma-Sanders, M., Stephan, K.M., Kwee T.G. and M. de Bruin, 1980. Distribution of minor elements in cores from the Southwest Africa shelf, with notes on plankton and fish mortality. *Marine Geology*, 37: 91-132.
- Bruland, K.W., 1983. Trace elements in sea water. In: Riley, J.P., Chester, R. (Eds.), *Chemical Oceanography*. Academic Press, London, UK, 398.
- Brumsack, H.-J., 1980. Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Legs 11, 14, 36 and 41). *Chemical Geology*, 31, 1–25
- Brumsack, H.J., and Gieskes, J.M., 1983. Interstitial water trace-element chemistry of laminated sediments of the Gulf of California (Mexico). *Marine Chemistry*, 14, 89-106.
- Brumsack, H.J., 1989. Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. *Geologische Rundschau*, 78, 851-882.
- Brumsack, H.-J., 2006. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 232, 344–361.
- Burdige, D.J., 1983. The biogeochemistry of manganese redox reactions: rates and mechanisms
- Burnett, D.J. and Quirk, D.G., 2001. Turbidite provenance in the Lower Paleozoic Manx Group, Isle of Man; implications for the tectonic setting of Eastern Avalonia. *Journal of Geological Society of London*, 158, 913– 924.
- Brüchert, V., Jørgensen, B.B., Neumann, K., Riechmann, D., Schlosser, M. And Schulz, H., 2003. Regulation of bacterial sulfate reduction and hydrogen sulfide fluxes in the Central Namibian coastal upwelling zone. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 4505–4518.
- Calvert S.E., and N.B. Price, 1970. Composition of manganese nodules and manganese carbonates from Loch Fyne, Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.* 29: 215-233.
- Calvert, S.E., 1976. The mineralogy and geochemistry of nearshore environments. In: *Chemical Oceanography*, eds J.P.Riley and R. Chester, Academic Press, 6, 187-280.

- Calvert S.E., Morris R.J., 1977. Geochemical studies of organic-rich sediments from the Namibian shelf. II. Metal-organic associations, in : A voyage of Discovery, edited by M. Angel, Pergamon Press, 667-680.
- Calvert S.E., and N.B. Price, 1983. In: Coastal Upwelling, E. Suess and J. Thiede (Eds.), Part A, Plenum, New York, 337-375.
- Calvert S. and Piper D. Z., 1984. Geochemistry of ferromanganese nodules from DOMES Site A, Northern Equatorial Pacific: Multiple diagenetic metal sources in the deep sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1913–1928
- Calvert, S.E. and Pedersen, T.F., 1993. Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine Geology*, 113, 67–88.
- Calvert, S.E. and Pederson, T.F., 1996. Sedimentary geochemistry of manganese: implications for the environment of formation of manganiferous black shales. *Economic Geology*, 91, 36–47.
- Campo, M.D. and Guevara, S.R., 2005. Provenance analysis and tectonic setting of late Neoproterozoic metasedimentary successions in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 19, Issue 2, Pages 143–153.
- Canfield D. E., Raiswell R., and Bottrell S. H. (1992). The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide. *Am. J. Sci.* 292: 659-683.
- Canfield DE, Jørgensen BB, Fossing H, Glud RN, Gundersen JK, Thamdrup B, JW Hansen, Nielsen LP. And Hall POJ 1993. Pathways of organic carbon oxidation in three continental margin sediments. *Mar Geol* 113:27–40.
- Canfield, D.E., 1994. Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chemical Geology*, 114, 315– 329.
- Caplan, M.L. and Bustin, R.M., 1998. Paleooceanographic controls on geochemical characteristics of organic-rich Exshaw mudrocks: role of enhanced primary productivity. *Organic Geochemistry*, 30, 161–188.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, 375 pp.
- Cerit, O., 1990. Bolu masifinin jeolojik ve jeoteknik incelemesi, Doktora tezi, HÜ Fen Bil. Ens., Ankara, 217 s. (yayınlanmamış)

- Ceryan, Ş., 2007. New Chemical Weathering Indices for Estimating the Mechanical Properties of Rocks: A Case Study from the Kürtün Granodiorite, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, Vol. 17.
- Chaillou, G., Anschutz, P., Lavaux, G., SchaJfer, J. and Blanc, G., 2002. The distribution of Mo, U, and Cd in relation to major redox species in muddy sediments of th Bay of Biscay. *Marine Chemistry* 80, 41–59.
- Chakrabarti, G., Shome, D., Bauluz, B., and Sinha, S., 2009. Provenance and Weathering History of Mesoproterozoic Clastic Sedimentary Rocks from the Basal Gulcheru Formation, Cuddapah Basin. *Journal Geological Society Of India*, 74, 119-130.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Heidelberg, Springer – Verlag, 623 p
- Chen X, Ling H F, Vance D, Shields-Zhou G A, Zhu M, Poulton S W, Och L M, Jiang S Y, Li D, Cremonese L. and Archer C. 2015. Rise to modern levels of ocean oxygenation coincided with the Cambrian radiation of animals. *Nat Commun*, 6, doi: 10.1038/ncomms8142
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* 104, 1–37.
- Cox, R., Lowe, D.R. and Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the SW United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.59, 2919-2940.
- Crook, KAW., 1974. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variations in flysch arenites (graywackes). In *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*, Dott Jr, Shaver RH (eds). SEPM Special Publications, Tulsa, Oklahoma, USA 19, 304– 310.
- Cruse, A.M. and Lyons, T.W., 2004. Trace metal records of regional paleoenvironmental variability in Pennsylvanian (Upper Carboniferous) black shales. *Chemical Geology*, 206, 319–345.
- Crusius, J., Calvert, S., Pedersen, T. and Sage, D., 1996. Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic and sulfidic conditions of deposition. *Earth and Planetary Science Letters* 145, 65–78.

- Cullers, R.L., Basu, A. and Suttner, L.J., 1988. Geochemical signature of provenance in sand size material in soils and stream sediment near the Tobacco Root Batholith Montana, USA. *Chemical Geology*, 70, 335–348.
- Cullers, R.L. and Stone, J., 1991. Chemical and mineralogical composition of the Pennsylvanian mountain, Colorado, USA (an uplifted continental blocks) to sedimentary rocks from other tectonics environments. *Lithos*, 27, 115–131.
- Cutter, G.A., 1991. Dissolved arsenic and antimony in the Black Sea. *Deep-Sea Res.* 38 (Suppl.):5825-5843.
- Dahl T W, Anbar A. D., Gordon G.W., Rosing M.T., Frei R. And Canfield D.E. 2010a. The behavior of molybdenum and its isotopes across the chemo- cline and in the sediments of sulfidic Lake Cadagno, Switzerland. *Geo- chim Cosmochim Acta*, 74: 144–163
- Dean, W.E. and Arthur, M.A., 1989. Iron–sulfur–carbon relationships in organic-carbon-rich sequences: I. Cretaceous Western Interior Seaway. *American Journal of Science*, 289, 708– 743.
- Dean, W.E., Gardner, J.V. and Piper, D.Z., 1997. Inorganic geochemical indicators of glacial interglacial changes in productivity and anoxia on the California continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 4507–4518
- Dean,W.E., Piper, D.Z. and Peterson, L.C., 1999. Molybdenum accumulation in Cariaco basin sediments over the past 24 k.y.: a record of water-column anoxia and climate. *Geology* 27, 210–507.
- Dellwig, O. and Leipe, T. 2010. A new particulate Mn-Fe-P-shuttle at the redoxcline of anoxic basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 7100-7115.
- Demaison, G.J. and Moore, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 64, 1179–1209.
- Demirkol, C. 1973. Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik ili) dolayının jeolojisi İ. Ü. Fen Fak. Doktora tezi Tatbiki Jeoloji Kürsüsü (yayımlanmamış).
- Demirkol, C. 1977. Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojisi. *TJK Bülteni*, 20, 9-16.
- Dill, H., Teschner, M. and Wehner, H. 1988. Petrography, inorganic and organic geochemistry of Lower Permian Carbonaceous Fan sequences (“Brandschiefer

- Series’’)-Federal Republic of Germany: Contrints to their paleogeography and assessment of their source rock potential. *Chemical Geology* 67, 307–325.
- Duan,Y., Anbar, A. D., Arnold, G. L., Lyons, T. W., Gordon, G. W. and Kendall, B. 2010. Isotopic evidence for Fe cycling and repartitioning in ancient oxygen-deficient settings: Examples from black shales of the mid-to-late Devonian Appalachian basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(3-4): 244-253.
- Elrashidi, M. A., Adriano, D. C., Workman, S. M. And Lindsay, W. L. 1987. Chemical equilibria of selenium in soils: A theoretical development. *Soil Sci.* 144: 141-152.
- Emerson, S.R. and Husteded, S.S. 1991. Ocean anoxia and the concentration of molybdenum and vanadium in seawater. *Marine Chemistry* 34, 177–196.
- Ernst, W.G., 1970. Tectonic contact between the Franciscan mélangé and the Great Valley Sequences-crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone. *J. Geophys. Res.* 75, 886-901.
- Eroskay, O., 1965. Paşalar Boğazı Gölpazarı sahasının jeolojisi. *İstanbul Univ. Fen Fak. Mecm. Seri B.*, XXX (3-4), 135-170.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921– 924.
- Feely, R.A., Massoth, G.J., Baker, E.T., Cowen, J.P., Lamb, M.F. and Kroglund, K.A., 1990. The effect of hydrothermal processes on midwater phosphorus distributions in the northeast Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 305-318.
- Feng C, Qin T, Huang S, Wu Z, and Huang F. 2014. Firstprinciples investigations of equilibrium calcium isotope fractionation between clinopyroxene and Ca-doped orthopyroxene. *Geochim. Cosmochim. Acta* 143, 132–142.
- Flegal, A.R. and Patterson, C.C. 1985. Thallium concentrations in seawater. *Marine Chemistry* 15: 327-331.
- Filippelli, G.M.,1997.Controls on phosphorus concentration and accumalition in oceanic sediments. *Marine Geology* 139:231-240
- Filippelli, G.M., 2001. Carbon and phosphorus cycling in anoxic sediments of the Saanich Inlet, British Columbia. *Mar. Geol.* 174, 307-321.

- Floyd, P.A. and Leveridge, B.E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbidite sandstones. *Journal of the Geological Society London*, 144, 531–542.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A. and Park, R.G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N.W. Scotland. *Precambrian Research*, Vol.45, No. 1-3, 203-214.
- Folk, R. L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*: Hemphill Publishing Co., Austin, TX.
- Francois, R., 1988. A study on the regulation of the concentrations of some trace metals (Rb, Sr, Zn, Pb, Cu, V, Cr, Ni, Mn and Mo) in Saanich Inlet sediments, British Columbia, Canada. *Marine Geology*, 83, 285–308.
- Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luetge, N.A., Heath, G.R., Cullen, D. and Dauphin, P., 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1075-1090.
- Garver, J.I., and Royce, P.R. 1993. Chromium and nickel in shale of the foreland deposits of the Ordovician Taconic Orogeny; using shale as a provenance indicator for ultramafic rocks. *Abstracts with Programs – Geological Society of America*, 25: 17
- Garver, J. I. and Scott, T. J. 1995. Trace elements in shale as indicators of crustal provenance and terrane accretion in the southern Canadian Cordillera. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 107, 440–453.
- Garver, J.I., Royce, P.R. and Smick, T.A. 1996. Chromium and nickel in shale of the Taconic Foreland: A case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 100-106.
- Gilleaudeau, G.J., ve Kah, L.C. 2013. Carbon isotope records in a Mesoproterozoic epicratonic sea: Carbon cycling in a low-oxygen world. *Precambrian Research* 228 (2013) 85–101
- Gobeil, C., MacDonald, R.W, and Sundby, B. 1997. Diagenetic separation of cadmium and manganese in suboxic continental margin sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4647–4654.

- Goldberg, T., Strauss H., Guo Q. and Liu C., 2007. Reconstructing marine redox conditions for the Early Cambrian Yangtze Platform: Evidence from biogenic sulphur and organic carbon isotopes. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoeconol*, 254: 175–193.
- Goldberg, K. and Munir Humayun, M., 2010. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293, 175-183.
- Göncüoğlu, M. C., vd., 1996. Orta Sakarya’da Nallıhan Sarıcakaya Arasındaki Yapısal Birliklerin Jeolojik Özellikleri. Maden Tetkik ve Arama Derleme Rapor No: 10094, Ankara (yayımlanmamış).
- Göktunalı, K., 1963. Beypazarı linyitlerinin jeolojik etüdları hakkında rapor. MTA Raporu No:3391 (Yayımlanmamış).
- Granit, S., Şener, M., 1987. Sarıcakaya, Eskişehir ve Çamalan Beydili Ankara bölgesinin jeolojisi. MTA Rapor No: 8400.
- Gülbay, R.K., Korkmaz, S., 2005. Kuzeybatı Anadolu’daki bitümlü şeyllerin organik jeokimyasal özellikleri ve çökelme ortamları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt 48, Sayı 2, 21-41.
- Harnois, L., 1988. The CIW index: a new Chemical Index of Weathering. *Sedimentary Geology* 55, 319– 322.
- Hastings, D.W., Emerson, S.R. and Mix, A.C., 1996. Vanadium in foraminiferal calcite as a tracer for changes in the areal extent of reducing sediments. *Paleoceanography* 11, 665 – 678.
- Hatch, J.R. and Leventhal, J.S., 1992, Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. *Chemical Geology*, 99, 65–82.
- Heinrichs H, Schulz-Dobrick B. and Wedepohl KH, 1980. Terrestrial geochemistry of Cd, Bi, Tl, Pb, Zn, Rb. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 1519– 1533.
- Helz, G.R., Miller, C.V., Charnock, J.M., Mosselmans, J.F.W., Patrick, R.A.D., Garner, C.D. and Vaughan, D.J., 1996. Mechanism of molybdenum removal

- from the sea and its concentration in black shales: EXAFS evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3631–3642.
- Helz, G.R., Bura-Nakic, E., Mikac, N., and Ciglenecki, I., 2011. New model for molybdenum behavior in euxinic waters. *Chemical Geology* 284(3): 323–332.
- Hensen Christian, Matthias Zabel, Kerstin Pfeifer, Tilmann Schwenk, Sabine Kasten, , Natascha Riedinger, Horst D Schulz. And Antje Boetius, 2003. Control of sulfate pore-water profiles by sedimentary events and the significance of anaerobic oxidation of methane for the burial of sulfur in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 2631– 2647.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58, 820–829.
- Hetzel, A., Michael E. Böttcher, M.E., Wortmann, U.G. and Brumsack, H.J., 2009. Paleo-redox conditions during OAE 2 reflected in Demerara Rise sediment geochemistry (ODP Leg 207). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273, 302–328.
- Hild, E. and Brumsack, H.J., 1998. Major and minor element geochemistry of Lower Aptian sediments from the NW German Basin (core Hoheneggelsen KB 40). *Cretac. Res.* 19, 615–633.
- Howard J. H., 1977. Geochemistry of selenium: Formation of ferroselite and selenium behaviour in the vicinity of oxidising sulphide and uranium deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 1665–1678.
- Huckriede, H. and Meisschner, D., 1996. Origin and environment of manganese-rich sediments within black-shale basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60,1399-1413.
- Huerta-Diaz, M.A. and Morse, J.W., 1992. Pyritization of trace metals in anoxic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 2681–2702.
- Ingall, E.R., Bustin, M. and Van Capellen, P., 1993. Influence of water column anoxia on the burial and preservation of carbon and phosphorus in marine shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 303– 316.
- Ingall, E.D. and Jahnke, R.A., 1997. Influence of water-column anoxia on the elemental fractionation of carbon and phosphorus during sediment diagenesis. *Marine Geology*, 139, 219–229.

- Jakobsen, R. and Postma, D., 1989. Formation and solid solution behavior of Ca-rhodochrosites in marine muds of the Baltic deeps, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2639–2648.
- Jarvis, I., Burnett, W.C., Nathan, Y., Almbaydin, F.S.M., Attia, A.K.M., Castro, L.N., Flicoteaux, R., Hilmy, M.E., Husain, V., Qutawnnah, A.A., Serjani, A. and Zanin, Y.N., 1994. Phosphorite geochemistry: state of the art and environmental concerns. *Eclogae Geol. Helv.* 87, 643 – 700.
- Jayawardena, U. DE S and Izawa, E., 1994. Application of present indices of chemical weathering for Precambrian metamorphic rocks in Sri Lanka. *Bulletin International Association of Engineering Geology*, 49, 55-61.
- Johnsson, M. J., 1993. The system controlling composition of clastic sediments. In: Johnsson, M. J. and A. Basu (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments: Geological Society of America Special Paper 284*, pp. 1–19.
- Johnsson, M. J., Stallard, R. F., and Meade, R. H., 1988. First-cycle quartz arenites in the Orinoco River basin, Venezuela and Colombia: *Journal of Geology*, v. 96, p. 263–277.
- Johnson T. M., 2004. A review of mass-dependent fractionation of selenium isotopes and implications for other heavy stable isotopes. *Chem. Geol.* 204, 201–214.
- Jones, B. and Manning, D.A.C., 1994. Comparison of geological indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology* 111, 111-129.
- Kalafatçioğlu, A. ve Uysallı, H., 1964. Beypazarı-Nallıhan-Seben civarının jeolojisi. *MTA dergisi*, 62, 1-11.
- Kendall B, Komiya T, Lyons T W, Bates S M, Gordon G W, Romaniello S J, Jiang G Q, Creaser R A, Xiao S H, McFadden K, Sawaki Y, Tahata M, Shu D G, Han J, Li Y, Chu X L. and Anbar A.D. 2015. Uranium and molybdenum isotope evidence for an episode of widespread ocean oxy-genation during the late Ediacaran Period. *Geochim Cosmochim Acta*, 156: 173–193.
- Kholodov, V.N. and Nedumov, R.I., 1991. Geochemical Criteria of the Hydrogen Sulfide Contamination in Waters of Ancient Basins. *International Geology Review*, 33, 1136-1144.

- Kibici, Y., 1990. Sarıcakaya (Eskişehir) volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu. Türkiye Jeoloji Bülteni, 33, 69-77.
- Kidder, D.L., Krishnaswamy, R. and Mapes, R.H., 2003. Elemental mobility in phosphatic shales during concretion growth and implications for provenance analysis. Chem. Geol. 198, 335 – 353.
- Kimura, H. and Watanabe, Y., 2001. Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary. Geology, 21, 995-998.
- Kirschbaum, A., Martinez, E., Pettinari, G. and Herrero, S., 2005. Weathering profiles in granites, Sierra Notre (Cordoba, Argentina). Journal of South American Earth Sciences 19, 479–493.
- Kirschvink, J.L., Gaidoes, E.J., Bertani, L.E., Beukes, N.J., Gutzmer, J., Maepa, L.N. and Steinberger, R.E., 2000. The Paleoproterozoic snowball Earth: extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences. Proc. Nat. Aca. Sci. U S A 97, 1400–1405.
- Klinkhammer, G.P., Bender. and M.L., 1980. The distribution of manganese in the Pacific Ocean. Earth Planet. Sci. Lett. 46, 361–384.
- Klinkhammer, G.P. and Palmer, M.R., 1991. Uranium in the oceans: where it goes and why? Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, 1799–1806.
- Koca, D., Sarı, A., Koç, Ş., Yavuz, B., ve Koralay, D.B., 2010.
- Koç Ş., Sarı, A ve Cimen, O., 2016. Major and rare earth element contents in sedimentary rocks of the Haymana formation, Ankara, Turkey. Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects. VOL. 38, NO. 13, 1918–1928
- Koralay, T., Kadioğlu, S., and Kadioğlu, Y. K., 2007. A New Approximation in determination of zonation boundaries of ignimbrite by ground penetrating radar: Kayseri, Central Anatolia, Turkey.
- Koralay, D. B., Sarı, A., Koca, D. ve Yavuz, B., 2008. Veliler Civarı (Mengen/Bolu) Petrollü Şeyllerinin Kaynak Kaya Potansiyeli. III. Ulusal Jeokimya Sempozyumu, 16-18 Ekim 2008, Bursa.
- Kronberg, B. I. And Nesbitt, H. W., 1981. Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility. Journal of Soil Science, vol.32, no.3, p.453-459.

- Kulp, T.R., 2002. Biogeochemical interactions among C, Se, Fe, Se and trace metals in Upper Cretaceous chalks and shales: inferences regarding paleoenvironmental conditions and implications for modern environmental chemistry. Indiana University, PhD. Thesis, US.
- Kulp T. R. and Pratt L. M., 2004. Speciation and weathering of selenium in Upper Cretaceous chalk and shale from South Dakota and Wyoming, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 3687–3701.
- Lan H.X., Hu R.L., Yue Z.Q., Lee C.F. and Wang S.J., 2003. Engineering and geological characteristics of granite weathering profiles in South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, Volume 21, Issue 4, Pages 353–364.
- Landing, W.M., and Bruland, K.W., 1980. Manganese in the North Pacific: Earth and Planetary Science Letters, v. 49, p. 45-46.
- Landing, W.M., Bruland. and K.W., 1987. The contrasting biogeochemistry of iron and manganese in the Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 29 – 43.
- Lehmann, B., Nägler, T.F., Holland, H.D., Wille, M., Mao, J., Pan, J., Ma, D. and Dulski, P., 2007. Highly metalliferous carbonaceous shale and Early Cambrian seawater. *Geology* 35, 403–406.
- Le Pera, E., Critelli, S., and Sorriso-Valvo, M., 2001. Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy. *Catena*, 42, 1–15.
- Lepland, A. and Stevens, R. L., 1998. Manganese authigenesis in the Landsort Deep, Baltic Sea, *Mar. Geol.*, 151, 1–25.
- Leventhal, J.S., 1983. An interpretation of carbon and sulfur relationships in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 133–138.
- Lewan, M.D. and Maynard, J.B., 1982. Factors controlling enrichment of vanadium and nickel in the bitumen of organic sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 2547–2560.
- Lewan, M.D., 1984. Factors controlling the proportionality of vanadium and nickel in crude oils. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 2231–2238.
- Li C, Love G D, Lyons T W, Scott C T, Feng L, Huang J, Chang H. and Zhang, 2012. Proterozoic atmospheric oxygen levels and the delayed rise of ani-Q, Chu X.

- Evidence for a redox stratified Cryogenian marine basins. *Science*, 346: 635–638.
- Li C, Planavsky N J, Love G D, Reinhard C T, Hardisty D, Feng L J, Bates S M, Huang J, Zhang Q R, Chu X.L. and Lyons T.W., 2015. Marine redox conditions in the middle Proterozoic ocean and isotopic constraints on authigenic carbonate formation: Insights from the Chuanlinggou Formation, Yanshan Basin, North China. *Geochim Cosmochim Acta*, 150: 90-105.
- Liermann L.J., Guynn R.L., Anbar A. and Brantley S.L., 2005. Production of a molybdophore during metal-targeted dissolution of silicates by soil bacteria. *Chem Geol*, 220: 285–302.
- Lindsey, D.A. 1999. An Evaluation of Alternative Chemical Classifications of Sandstones. United State Geological Survey Open-File Report 99-346, 23pp.
- Louchouart, P., Lucotte, M., Duchemin, E. and Vernal, A., 1997. Early diagenetic processes in recent sediments of the Gulf of St-Lawrence: phosphorus, carbon and iron burial rates. *Mar. Geol.* 139, 181 – 200.
- Lüschen, H., 2004. Vergleichende anorganisch-geochemische Untersuchungen an phanerozoischen C_{org}-reichen Sedimenten : ein Beitrag zur Charakterisierung ihrer Fazies. Ph.D. dissertation, Universität Oldenburg, Germany.
- Lyons, T.W., Werne, J.P., Hollander, D.J. and Murray, R.W., 2003. Contrasting sulfur geochemistry and Fe/Al and Mo/Al ratios across the last oxic-to-anoxic transition in the Cariaco Basin, Venezuela. *Chemical Geology*, 195, 131– 157.
- Lyons, T.W. and Severmann, S., 2006. A critical look at iron paleoredox proxies: New insights from modern euxinic marine basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 5698–5722.
- Macdonald, R. W. and Gobeil, C., 2012. Manganese sources and sinks in the Arctic Ocean with reference to periodic enrichments in basin sediments, *Aquat. Geochem.*, 18, 565–591.
- Mackenzie, F.T., Ver, L.M., Sabine, C., Lane, M. and Lerman, A., 1993. C, N, P, S global biogeochemical cycles and modelling of global change. In: Wollast, R., Mackenzie, F.T., Chou, L. (Eds.), *Interactions of C, N, P and S, Biogeochemical Cycles and Global Changes*. NATO ASI series, vol. I 4, pp. 1 – 61.

- Manheim, F. T., 1961. A geochemical profile in the Baltic Sea, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 25, 52–70.
- Mao, J., Qiu, Y., Goldfarb, R., Zhang, Z., Garwin, S. and Ren., F., 2002. Geology, distribution, and classification of gold deposits in the western Qinling belt, China. *Min Dep*, 37:352-377.
- Maravelis, A., and Zelilidis, A., 2009. Petrography and geochemistry of the late Eocene-early Oligocene submarine fans and shelf deposits on Lemnos Island, NE Greece. Implications for provenance and tectonic setting. *Geological Journal*, 45, 412-433.
- Martin, J. M., and Meybeck, M., 1979. Elemental mass-balance of material carried by major world rivers: *Marine Chemistry*, v. 7, p. 173-206.
- Martin, J.H. and Knauer, G.A., 1984. VERTEX: manganese transport through oxygen minima. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 35–47.
- März, C., 2007. Inorganic geochemical redox proxies - Indicators for rapid paleoenvironmental changes and related diagenetic processes in recent and ancient marine sediments. Faculty of Geosciences at Bremen University, Germany, Dissertation In review for the Doctoral Degree in Natural Sciences (Dr. rer. nat.), 127 p.
- Maynard, J.B., Sutton, S.J., Robb, L.J., Ferraz, M.F. and Meyer, F.M., 1995. A paleosol developed on hydrothermally altered granite from the hinterland of the Witwatersrand basin: characteristics of a source of basin fill. *Journal of Geology* 103, 357–377.
- Maynard, J.B., 2003. Manganiferous sediments, rocks, and ores. In: Mackenzie, F.T., Holland, H.D., Turekion, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, Vol. 7 Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, pp. 289–308.
- McLennan, S.M, Taylor, S.R. and Eriksson, K.A., 1983. Geochemistry of archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australian. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 47: 1211-1222.
- McLennan, S.M., 1989a. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary process: *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, v.21, p.169-200.

- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. and Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd– Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2015–2050.
- McLennan, S.M., 1993. Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, 101, 295-303.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. and Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America Special Paper, vol. 284, pp. 21–40.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems (G3)* 2, GC000109 (24 pp.).
- McLennan, S.M., Bock, B., Hemming, S.R., Hurowitz, J.A., Lev, S.M., and McDaniel, D.K., 2003. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. (ed. D. R. Lentz), Geol. Assoc. Canada *GEOtext*. St. John's, Nfld, vol. 5, pp. 1–31.
- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Hammond, D.E. and Holm, C., 2005. Authigenic uranium: relationship to oxygen penetration depth and organic carbon rain. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 95–108.
- Meriç, E., ve Şengüler, İ., 1986. Göynük (Bolu, KB Anadolu) çevresinde Üst Kretase-Paleosen stratigrafisi üzerine yeni görüşler. *Jeoloji Müh.*, 29, 61-64.
- Middleburg, J.J. and Comans, R.N.J., 1991. Sorption of cadmium on hydroxyapatite. *Chemical Geology* 90, 45-53.
- Miller C.A., Peucker-Ehrenbrink B., Walker B.D. and Marcantonio F. 2011. Re-assessing the surface cycling of molybdenum and rhenium. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 7146–7179
- Mitchell K., Mason P. R. D., Van Cappellen P., Johnson T. M., Gill B. C., Owens J. D., Diaz J., Ingall E. D., Reichart G.-J. and Lyons T. W., 2012. Selenium as paleo-

- oceanographic proxy: A first assessment. *Geochim. Cosmochim. Acta* 89, 302–317.
- Mongenot, T., Tribovillard, N.-P., Desprairies, A., Lallier-Vergès E. and Laggoun-Defarge, F., 1996. Trace elements as palaeoenvironmental markers in strongly mature hydrocarbon source rocks: the Cretaceous La Luna Formation of Venezuela, *Sedimentary Geology* 103, 23-37.
- Morel, F.M.M and Price, N.M., 2003. The biogeochemical cycles of trace metals in the ocean, *Science*. Vol 300, issue 5621, pp.994-947.
- Morford, J.L. and Emerson, S., 1999. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 1735–1750.
- Morford, J.L., Russell, A.D. and Emerson, S., 2001. Trace metal evidence for changes in the redox environment associated with the transition from terrigenous clay to diatomaceous sediment, Saanich Inlet, B.C. *Marine Geology* 174, 355–369.
- Morse, J.W. and Luther III, G.W., 1999. Chemical influences on trace metal-sulfide interactions in anoxic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 3373–3378.
- Murphy, A.E., Sageman, B.B., Hollander, D.J., Lyons, T.L. and Brett, C.E., 2000b. Black shale deposition and faunal overturn in the Devonian Appalachian Basin: clastic starvation, seasonal watercolumn mixing, and efficient biolimiting nutrient recycling. *Paleoceanography* 15, 280– 291.
- Nameroff T. J., Calvert S. E. and Murray J. W., 2004. Glacial-interglacial variability in the eastern tropical north pacific oxygen minimum zone recorded by redox-sensitive trace metals. *Paleoceanography* 19(1). Article Number: PA1010.
- Nath, B.N., Kunzendorf, H. and Plüger, W.L., 2000. Influence of provenance, weathering, and sedimentary processes on the elemental ratios of the fine-grained fraction of the bedload sediments from the Wembanad Lake and the adjoining Continental Shelf, Southwest Coast of India. *Journal of Sedimentary Research* 70 (5), 1081-1094.
- Nelson D. C., Casey W. H., Sison J. D., Mack E. E., Ahmad A. and Pollack J. S., 1996. Selenium uptake by sulfur-accumulating bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 3531–3539.

- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, v. 229, p. 715–717.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1523–1534.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology* 97, 129–147.
- Okay, A.I. 1984. Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar: Türkiye Jeol. Kur., Ketin Sempozyumu, 83-93.
- Okay, A.I. ve Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 156; p. 475-515.
- Orians, K.J. and Bruland, K.W., 1986. The biogeochemistry of aluminum in the Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 78, 397–410.
- Orkan, N. 1972. Osmaneli-Ciciler (Bilecik ili) alanının jeoloji incelemesi. Tatbiki jeoloji kürsüsü arşivi (yayımlanmamış).
- Osae, S., Asiedu, D., Banoeng-Yakubo, B., Koeberl, C. and Dampare, S., 2006. Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buem sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 85–96.
- Özçelik, O., 2002. Beypazarı (Ankara) Kuzeyinde Miyosen yaşlı bitümlü birimlerin organik jeokimyasal özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt 45, Sayı 1, s. 1-17.
- Pailler, D., Bard, E., Rostek, F., Zheng, Y., Mortlock, R. and Geen, A. 2002. Burial of redox-sensitive metals and organic matter in the equatorial Indian Ocean linked to precession. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 849–865.
- Papavassiliou, CT. and Cosgrove, ME. 1982. The geochemistry of DSDP sediments from Site 223, Indian Ocean. *Chemical Geology*, 37(3-4), 299-315.
- Parker, A. 1970. An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine*, 107, 501–504.
- Pedersen, T.F. and Calvert, S.E. 1990. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74, 454–466.

- Pettijohn, F.J., Potter P.E and Siever R. 1972. Sand and Sandstone. New York, Springer. 618pp.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.R. and Siever, R. 1987. Sand and sandstones. Springer, New York, 2nd edition. 553 p.
- Piper, D.Z. and Perkins, R.B. 2004. A modern vs. Permian shale — the hydrography, primary productivity, and water-column chemistry of deposition. *Chemical Geology* 206, 177–197.
- Plank, T. And Langmuir, C.H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust mantle. *Chemical Geology*, 145, 325–394.
- Poulton, S.W. and Raiswell, R. 2002. The low-temperature geochemical cycle of iron: from continental fluxes to marine sediment deposition. *American Journal of Science*, 302, 774-805.
- Poulton, S.W., Krom, M.D. and Raiswell, R. 2004a. A revised scheme for the reactivity of iron (oxyhydr)oxide minerals towards dissolved sulfide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(18): 3703-3715.
- Poulton, S.W. and Canfield, D.E. 2006. Co-diagenesis of iron and phosphorus in hydrothermal sediments from the southern East Pacific rise: Implications for the evaluation of paleoseawater phosphate concentrations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 5883-5898.
- Poulton, S. W., Canfield, D. E. 2011. Ferruginous conditions: a dominant feature of the ocean through Earth's history. *Elements*, 7: 107-112.
- Pratt, L.M. and Davis, C.L., 1992. Intertwined fates of metals, sulfur, and organic carbon in black shales. In: Pratt, L.M., Comer, J.B., Brassell, S.C. (Eds.), *Geochemistry of Organic Matter in Sediments and Sedimentary Rocks*. SEPM Short Course Notes, vol. 27, pp. 1– 27.
- Price, J.R. and Velbel, M.A. 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, 202, 397-416.
- Raiswell, R., Buckley, F., Berber, R.A. and Anderson, T.F. 1988. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. *Journal of Sedimentary Research*. 58, 812–819.

- Raiswell, R. and Canfield, D.E. 1998. Sources of iron for pyrite formation in marine sediments. *American Journal of Science*, 298, 219–245.
- Raiswell, R., Newton, R., and Wignall, P. B., 2001. An indicator of water-column anoxia: Resolution of biofacies variations in the Kimmeridge Clay (Upper Jurassic, U.K.): *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, p. 286-294.
- Raiswell, R. and Anderson, T.F. 2005. Reactive iron enrichment in sediments deposited beneath euxinic bottom waters: constraints on supply by shelf recycling. In: McDonald, I., Boyce, A.J., Butler, I.B., Herrington, R.J., Polya, D.A. (Eds.), *Mineral Deposits and Earth Evolution*, vol. 248. Geological Society Special Publication 248, pp. 179–194.
- Raiswell, R. 2006. Towards a global highly reactive iron cycle. *Journal of Geochemical Exploration*, 88, 436-439.
- Rhoads, D. C. and Morse, J. W. 1971. Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins *Lethaia* 4: 413-428.
- Riboulleau, A., Baudin, F., Deconinck, J.-F., Derenne, S., Largeau, C. and Tribovillard, N. 2003. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 197, 171 – 197.
- Rimmer, S.M. 2004. Geochemical paleoredox indicators in the Devonian Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). *Chemical Geology*, 206, 373–391.
- Rimmer, S.M., Thompson, J.A., Goodnight, S.A. and Robl, T.L. 2004. Multiple controls on the preservation of organic matter in Devonian–Mississippian marine black shales: geochemical and petrographic evidence. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 215, 125–154.
- Riquier, L., Tribovillard, N., Averbuch, O., Joachimski, M.M., Racki, G., Devleeschouwer, X., El Albani, A. and Riboulleau, A. 2005. Productivity and bottom water redox conditions at the Frasnian – Famennian boundary on both sides of the Eovariscan Belt: constraints from trace-element geochemistry. In: Over, D.J., Morrow, J.R., Wignall, P.B. (Eds.), *Understanding Late Devonian*

- and Permian – Triassic Biotic and Climatic Events: Towards an Integrated Approach: Developments in Palaeontology and Stratigraphy. Elsevier Pub. Co., pp. 199 – 224.
- Roldalset, E. 1972. Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal Area, southern Norway. *Norsk Geolisk Tidsskrift* 52, 335– 369.
- Rosenthal, Y., Boyle, E.A., Labeyrie, L. and Oppo, D. 1995. Glacial enrichments of authigenic Cd and U in subantarctic sediments: a climatic control on the elements oceanic budget? *Paleoceanography* 10, 395–413.
- Rosenthal Y., Boyle E. A., and Slowey N.1997. Environmental controls on the incorporation of Mg, Sr, F and Cd into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3633– 3643.
- Roser, B.P. and Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94, 635–650.
- Roser, B.P. and Korsch, R.J. 1988. Provenance signatures of Sandstone–Mudstone suites determined using discriminant function analysis of majorelement data. *Chemical Geology*, 67, 119–139.
- Roser, B.P. 2000. Whole-rock geochemical studies of clastic sedimentary suites. *Memoirs of the Geological Society of Japan* 57, 73–89.
- Ross, D.J.K. and Bustin, R.M. 2009. Investigating the use of sedimentary geochemical proxies for paleoenvironment interpretation of thermally mature organic-rich strata: Examples from the Devonian–Mississippian shales, Western Canadian Sedimentary Basin. *Chemical Geology*, 260, 1-19.
- Rue E.L. and Bruland K.W. 1997. The role of organic complexation on ambient iron chemistry in the equatorial Pacific Ocean and the response of a mesoscale iron addition experiment. *Limnol Oceanogr* 42: 901-910.
- Russell, A.D. and Morford, J.I. 2001. The behavior of redox-sensitive metals across a laminated-massive-laminated transition in Saanich Inlet, British Columbia. *Mar. Geol.* 174 (1 – 4), 341 – 354.
- Ruxton, B.P. 1968. Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *Journal of Geology* 76, 518–527.

- Sageman, B.B., Murphy, A.E., Werne, J.P., Ver Straeten, C.A., Hollander, D.J. and Lyons, T.W.2003. A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle–Upper Devonian, Appalachian basin. *Chemical Geology*, 195, 229– 273.
- Saner, S. 1977, Geyve - Osmaneli - Gölpazarı - Taraklı alanının jeolojisi, eski çökelme ortamları ve çökelmenin evrimi: Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Fak.
- Saner, S. 1978. Orta Sakarya'daki Üst Kretase-Paleosen-Eosen çökelme ilişkileri ve Anadolu'da petrol aramalarındaki önemi. *Türkiye 4. Petrol Kongresi*, 95-115.
- Saner, S. 1980. Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlanması. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, C. 23, 39-52.
- Sarı, A. 1985. Himmetoğlu yöresinin ekonomik jeolojisi. Yüksek lisans tezi. Ankara Üniv. Fen Fak. Arşivi.
- Sarı, A. ve Sonel, N. 1995. Kayabağı (Göynük-Bolu) yöresinin bitümlü şeyl incelemeleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*. Cilt. 2, S, No2, S.39-49.
- Sarı, A. ve Aliyev, S.A. 2005. Source rock evaluation of the lacustrine oil shale bearing deposits: Göynük/Bolu, Turkey. *Energy Sources*, 27, pp. 279-298.
- Sarı, A. ve Aliyev, S.A. 2006. Organic geochemical characteristics of the Paleocene-Eocene Oil Shales in the Nallıhan Region, Ankara, Turkey. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, Vol.53, pp.123-134.
- Sarı, A. and Geze, Y. 2008. Organic geochemical evaluations of bituminous rock and coals in Miocene Himmetoglu Basin (Bolu, Turkey). *Petroleum Science and Technology*, Vol. 26, pp. 649–664.
- Sarı, A., Koca, D., Koç, Ş., Yavuz, B. ve Koralay, D.B., 2008. Üst Jura denizel fasiyeslerinde iz element birikimlerinde organik madde içeriğinin rolü (Orta Toroslar, Türkiye). *Selçuk Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi Dergisi*, Cilt 23, No.4, 43 – 56.
- Sarı, A. ve Koca, D. 2012. Jura - Kretase yaşlı Akkuyu Formasyonunun (Orta Toroslar/ Türkiye) provenans, tektonik ve redoks koşullarına bir yaklaşım. *MTA Dergisi*, sayı 144, s.51-73.
- Sarı, A., Pehlivanlı B.Y., Koca,D. ve Koç,Ş. 2012. Organik maddece zengin kayaçlarda ana ve iz element zenginleşmeleri:Tarasçı formasyonu, Orta Toroslar,Türkiye. *TPJD Bülteni*,Cilt 23, Sayı 2,S.67-86.

- Sarı, A., Kulaksız, Y. ve Kara, A.K. 2014. Miyosen Hançili Formasyonu (Dodurga/Çorum) Bitümlü Kayaçlarındaki Element Zenginleşmeleri. TPJD Bülteni, Cilt 26, Sayı 2, Sayfa 69-85.
- Sarı, A., Moradi, A.V., Kulaksız, Y. and Yurtoğlu, A. 2015. Evaluation of the hydrocarbon potential, mineral matrix effect and gas-oil ratio potential of oil shale from the Kabalar Formation, Göynük, Turkey. *Oil Shale*, 32, 1, 25-41.
- Sarı, A., Vosoughi Moradi, A. and Akkaya, A. 2015. Evaluation of source rock potential, matrix effect and applicability of gas oil ratio potential factor in Paleocene -Eocene bituminous shales of Çamalan Formation, Nallıhan-Turkey. *Marine and Petroleum Geology*. 67, 180-186.
- Sarı, A., Döner, Z., Koca, D., and Aliyev, S. A. 2016. Source rock characteristics of Eocene bituminous shales and the effect of redox conditions on source rock potential, Nallıhan (Ankara) Central Anatolian Basin. *Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects*. Volume 38, No. 2, 227–235.
- Scott C, Lyons T W, Bekker A, Shen Y, Poulton S W, Chu X. and Anbar A D., 2008. Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean. *Nature*, 452: 456–459.
- Scott C. and Lyons T.W. 2012. Contrasting molybdenum cycling and isotopic properties in euxinic versus non-euxinic sediments and sedimentary rocks: Refining the paleoproxies. *Chem Geol*, 324: 19–27
- Schoonen, M.A.A. 2004. Mechanisms of sedimentary pyrite formation. In: Amend, J.P., Edwards, K.J., Lyons, T.W. (Eds.) *Sulfur Biogeochemistry – Past and Present*. GSA Spec. Pap. 379, pp. 117-134.
- Seby F., Potin-Gautier M., Giffaut E., Borge G. and Donard O. F.X. 2001. A critical review of thermodynamic data for selenium species at 25 degrees C. *Chem. Geol.* 171, 173–194.
- Severmann, S., Lyons, T.W., Anbar, A., McManus, J. and Gordon, G. 2008. Modern iron isotope perspective on the benthic iron shuttle and the redox evolution of ancient oceans. *Geology*, 36(6):487-490.
- Shaw, D.M. 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmo-chimica Acta*, 32:573-601.

- Shaw, T.J., Gieskes, J.M. and Jahnke, R.A. 1990. Early diagenesis in differing depositional environments: the response of transition metals in pore water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1233–1246.
- Singer, A. 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments: A review. *Earth Science Review*, 21, 251-293.
- Siyako, M. 1983. Beypazarı kömürlü Neojen havzası ve çevresinin jeolojisi. MTA Raporu, rapor no:7431.
- Skilbeck, C. G. and P. A. Cawood. 1994. Provenance history of a Carboniferous Gondwana margin forearc basin, New England Fold Belt, eastern Australia: modal and geochemical constraints. *Sedimentary Geology*, 93, 107–133.
- Slomp, C.P., Van der Gaast, S.J. and Van Raaphorst, W. 1996. Phosphorus binding by poorly crystalline iron oxides in North sea sediments. *Marine Chemistry*, 52, 55-73.
- Slomp, C. P., Malschaert, J. F. P., Lohse, L., and Van Raaphorst, W. 1997. Iron and manganese cycling in different sedimentary environments on the North Sea continental margin, *Cont. Shelf Res.*, 17, 1083–1117.
- Slomp, C.P., Thomson, J. and de Lange, G.J. 2003. Controls on phosphorus regeneration and burial during formation of eastern Mediterranean sapropels. *Mar. Geol.* 203, 141 – 159.
- Span, D., Dominik, J., Loizeau, J.-L., Belzile, N. and Vernet, J.P. 1992. Phosphorus trapping by turbidites in deep-lake sediments. *Chem. Geol.* 102, 73 – 82.
- Stechepinsky, V. 1941. Beypazarı-Nallıhan-Bolu bölgesinin jeolojisi ve mineral zenginlikleri. MTA Rapor No: 1332.
- Sternbeck, J. and Sohlenius, G. 1997. Authigenic sulfide and carbonate mineral formation in Holocene sediments of the Baltic Sea, *Chem. Geol.*, 135, 55–73.
- Stolz J. E., Basu P., Santini J. M. and Oremland R. S. 2006. Arsenic and selenium in microbial metabolism Song, C.Z., A brief description of the Yutangba sedimentary type Se mineralized area in outhwestern Hubei, *Miner. Deposits* 8, 1989, 83-88, (in Chinese with English Abstract). *Annu. Rev. Microbiol.* 60, 107–130.
- Suess, E. and Thiede, J. 1983. Coastal upwelling, its sediment record. NATO Conference Series. IV, Marine Sciences, vol. 10A-B. Plenum Press, New York.

- Suess, E. 1979. Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 339–352.
- Sundby, B., Silverberg, N., and Chesselet, R. 1981. Pathways of manganese in an open estuarine system, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 293–307.
- Sundby, B., Martinez, P. and Gobeil, C. 2004. Comparative geochemistry of cadmium, rhenium, uranium, and molybdenum in continental margin sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 2485–2493.
- Şeker, H. and Keskin. 1991. Nallıhan, Mudurnu, Seben, Beypazarı arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Araştırma Merkezi Rapor: 2907.
- Şener, M. and Şengüler, İ. 1991. Beypazarı bitümlü marnlarının jeolojisi ve ekonomik kullanım alanları MTA Rapor No: 9202.
- Şener, M. and Şengüler, İ. 1992. Hatıldağ (Bolu-Göynük) bitümlü şeyl sahasının jeolojisi ve teknolojik kullanımı. MTA Raporu, rapor no:9445.
- Şener, M. 1993. Neojen yaşlı Himmetoğlu (Bolu-Göynük) bitümlü şeyl sahasının litostratigrafik ve tektonik özellikleri. *TJ Bülteni*, 36, 45-57.
- Şener, M. and Şengüler, İ. 1997. Geological , mineralogical and geochemical characteristics of oil shale bearing deposits in the Hatıldağ oil shale field, Göynük, Turkey, *Fuel.*, 77(8), 871–880.
- Şener, M. and Şengüler, İ. 1998. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of oil shale bearing deposits in the Hatıldağ oil shale field, Göynük, Turkey. *Fuel*, Vol. 77, No. 8, pp. 871-880.
- Şengüler, İ. 2012. Hatıldağ ve Himmetoğlu (Göynük/Bolu) Civarının Stratiğrafisi ve Bitümlü Şeyl Oluşumları. *TPJD Bülteni*, 24, 7-21.
- Taka, M. 1988. Himmetoğlu (Göynük - Bolu) sahasının bitümlü şeyi olanakları ve sondajları. MTA Raporu, rapor no: 8533.
- Taka, M. ve Şener, M. 1988. Himmetoğlu (Göynük-Bolu) sahasının bitümlü şeyl olanakları ve sondajları. MTA Rap. No:8533, Ankara.
- Takahashi S., Yamasaki Si., Ogawa Y., Kimura K., Kaiho K., Yoshida T. and Tsuchiya N. 2014. Bioessential element-depleted ocean following the euxinic maximum of the end-Permian mass extinction. *Earth Planet Sci Lett*, 393: 94–104.

- Taylor, S.R. 1964. Abundance of Chemical Elements in the Continental Crust; A New Table. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(8), 1273-1285.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 312 pp.
- Telneas, N. And Cooper, B.S. 1991. Oil-source rock correlation using biological markers, Norwegian continental shelf. *Mar Petrol Geol* 8:302-310.
- Thiebault, F. and Clement, B.1992. Argiles et obduction- Le Jurassique superieur et le Cretace inferieur de la zone beotienne en Beotie (Grece): Societe Geologique de France, Bulletin, v.163, p. 435-446.
- Thomson, J., Higgs, N.C., Wilson, T.R.S., Croudace, I.W., de Lange, G.J. and van Santvoort, P.J.M. 1995. Redistribution and geochemical behavior of redox-sensitive elements around S1, the most recent eastern Mediterranean sapropel. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3487–3501.
- Trappe, J. 1998. Phanerozoic phosphorite depositional systems. *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol. 76. Springer. 316 pp.
- Tribovillard, N., Desprairies, A., Lallier-Vergés, E., Bertrand, P., Moureau, N., Ramdani, A. and Ramanampisoa, L. 1994. Geochemical study of organic-matter rich cycles from the Kimmeridge Clay Formation of Yorkshire (UK): productivity versus anoxia. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 108, 165–181.
- Tribovillard, N., Averbuch, O., Devleeschouwer, X., Racki, G., and Riboulleau, A. 2004a. Deep-water anoxia over the Frasnian –Famennian boundary (La Serre, France): a tectonically-induced oceanic anoxic event? *Terra Nova* 16, 288 – 295.
- Tribovillard, N., Ramdani, A. and Trentesaux, A. 2005. Controls on organic accumulation in Late Jurassic shales of Northwestern Europe as inferred from trace-metal geochemistry. In: Harris, N. (Ed.), *The Deposition of Organic-Carbon-Rich Sediments: Models, Mechanisms, and Consequences*. SEPM Spec. Public., 82, pp. 145–164.
- Tribovillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T. and Riboulleau, A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*, 232, 12-32.

- Turekia, K.K. and Holland, H.D. 2013. Treatise on Geochemistry. Elsevier Science.
- Turgeon, S. and Brumsack, H.-J. 2006. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche Basin of central Italy. *Chemical Geology*, 234, 321–339.
- Turnewitsch, R. and Pohl, C. 2010. An estimate of the efficiency of the iron-and manganese-driven dissolved inorganic phosphorus trap at an oxic/euxinic water column redoxcline, *Global Biogeochem. Cy.*, 24, GB4025, doi:10.1029/2010GB003820.
- Türkecan A., Hepşen, N., Papak, İ., Akbaş, B., Dinçel, A., Karataş., S., Özgür, İ.B., Akay.E., Bedi,Y., Sevin, M., Mutlu, G., Sevin., D., Ünay, E. and Saraç., G., 1991. Seben- Gerede (Bolu), Güdül-Beypazarı (Ankara) ve Çerkeş-Orta-Kurşunlu (Çankırı) yörelerinin jeolojisi ve volkanik kayaçların petrolojisi. M.T.A Raporu. Derleme No:9193.
- Tyson, R.V. and Pearson, TH. 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. In: Tyson, R.V., Pearson, T.H. (Eds.), *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*, Geol. Soc. Spec. Pub., vol. 58. pp. 1 – 24.
- Tyson, R.V. 1995. *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*. Chapman & Hall, London, 615.
- Van Cappellen, P. and Ingall, E.D. 1994. Benthic phosphorus regeneration, net primary production and ocean anoxia: a model of the coupled marine biogeochemical cycles of carbon and phosphorus. *Paleoceanography*, 9, 677-692.
- Vink, S., Chambers. and.M., Smith, S.V. 1997. Distribution of phosphorus in sediments from Tomales Bay, California. *Mar. Geol.* 139, 157 – 179.
- Vogt, T. 1927. Sulitjelfmafeltets geologi og petrografi. *Norges Geologiske Undersokelse* 121, 1– 560 (in Norwegian, with English abstract).
- Wang D, Aller R C, Sañudo-Wilhelmy S A. 2011. Redox speciation and early diagenetic behavior of dissolved molybdenum in sulfidic muds. *Mar Chem*, 125: 101–107.
- Wanty, R.B. and Goldhaber, M.B. 1992. Thermodynamics and kinetics of reactions involving vanadium in natural systems-accumulation of vanadium in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1471–1483.

- Warning, B. and Brumsack, H.-J. 2000. Trace metal signatures of Mediterranean sapropels. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 158, 293–309.
- Wedepohl, K.H. 1971. Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. In: Ahrens, L.H., Press, F., Runcorn, S.K., Urey, H.C. (Eds.), *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 8. Pergamon, Oxford, pp. 305– 333.
- Wedepohl, K.H. 1991. The composition of the upper earth's crust and the natural cycles of selected metals. *Metals in natural raw materials. Natural Resources*. In: Merian, E. (Ed.), *Metals and Their Compounds in the Environment*. VCH, Weinheim, pp. 3–17.
- Wehrli, B. and Stumm, W. 1989. Vanadyl in natural waters: adsorption and hydrolysis promote oxygenation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 69-77.
- Wen H., Fan H., Zhang Y., Cloquet C. and Carignan J., 2015. Reconstruction of early Cambrian ocean chemistry from Mo isotopes. *Geochim Cosmochim Acta*, 164: 1–16.
- Werne, J.P., Lyons, T.W., Hollander, D.J., Formolo, M.J. and Sinninghe Damsté, J.S. 2003. Reduced sulfur in euxinic sediments of the Cariaco Basin: sulfur isotope constraints on organic sulfur formation. *Chem. Geol.* 195, 159 – 179.
- Wignall, P.B. 1994. *Black Shales*. Clarendon Press, Oxford. 127 pp.
- Yağmurlu, F., Helvacı, C., İnci, U. and Önal, M., 1990. Tectonic characteristics and structural evolution of the Beypazarı and Nallıhan Neogene basin, Central Anatolia. *METU Journal of Pure and Applied Sciences* 21, 127–143.
- Yanılmaz, E., İpeksever, M. ve Aslan, N. 1980. Göynük (Bolu) bitümlü şist sahası hakkında rapor. MTA rapor no: 6993.
- Yarincik, K.M., Murray, R.W., Lyons, T.W., Peterson, L.C. and Haug, G.H. 2000. Oxygenation history of bottom waters in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: results from redox-sensitive metals (Mo, V, Mn, and Fe). *Paleoceanography* 15, 593–604.
- Yao L. B., Gao Z. M., Yang Z. S. and Long H. B., 2002. Origin of seleniferous cherts in Yutangba Se deposit, southwest Enshi, Hubei Province. *Sci. China Ser. D* 45, 741–754.
- Yeats, P., Sundby, B. and Bewers, J. 1979. Manganese recycling in coastal waters, *Mar. Chem.*, 8, 43–55.

- Yeşiladalı B., Ö., Yalçın, M.N. and Mann, U. 2005. Himmetoğlu Havzası'ndaki (Göynük-Bolu) kömür-bitümlü şeyl birlikteliğinin paleo-ortam koşulları. İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 18, 81-97.
- Yücesoy, F. and Ergin, M. 1992. Heavy-metal geochemistry of surface sediments from the southern Black Sea shelf and upper slope. Chemical Geology, 99, 265-287.
- Zhang RY, Liou JG, Zheng JP (2004). Ultrahigh-pressure corundum-rich garnetite in garnet peridotite, Sulu terrane, China. Contrib Mineral Petrol 147:21–31
- Zheng, Y., van Geen, A. and Anderson, R.F. 2000. Intensification of the northeast Pacific oxygen minimum zone during the Bolling-Allerod warm period. Paleoceanography 15, 528–536.
- Zheng Y. Anderson R. F., van Geen A., and Fleisher, M. Q., 2002. Preservation of particulate non-lithogenic uranium in marine sediments. Geochim. Cosmochim Acta 66, in press.
- Zheng, Y., Anderson, R.F., van Geen, A., Fleisher, and M.Q. 2002a. Preservation of particulate non-lithogenic uranium in marine sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 66, 3085–3092.
- Zheng, Y., Anderson, R.F., van Geen A. and Fleischer, M.Q. 2002b. Remobilization of authigenic uranium in marine sediments by bioturbation. Geochimica et Cosmochimica Acta 66, 1759–1772.
- Ziegler, J., 1939. Eskişehir-Ankara-bolu-Çankırı civarında yapılan jeolojik etüd. MTA Rapor: 985.
- Zimmermann, U. and Bahlburg, H. 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. Sedimentology, 50, 1079–1104.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Murad ÇİLSAL

Doğum Yeri : Kayseri

Doğum Tarihi : 01.03.1968

Medeni Hali : Evli

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu

Lise : Ankara Kurtuluş Lisesi (1985)

Lisans : ODTÜ, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği (1991)

Yüksek Lisans : SDÜ, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Maden Mühendisliği (2001-2003)

Çalıştığı Kurum/Kurumlar

Ankara Hafif Raylı Sistem Projesi (Ankaray), Bayındır-Yüksel İnşaat JV, 1993-1996

Ankara Metrosu, 1996-2000

İstanbul Metrosu, Alstom Enterprise, 2000-2001

Ankara Metrosu, 2001-2004

Keçiören Metrosu, 2004-2006

Botaş International Limited, Bakü-Tiflis-Ceyhan Hampetrol Boruhattı, 2006-devam

Uluslararası Kongre Sunum

Cilsal, M., Cucen, O. and Timur, E. 2006. The Effect of Geotechnical Factors on Blasting Induced Ground Vibration Particle Velocity, ITA-AITES 2006 32nd World Tunnel Congress(International Tunneling Assembly), 2006

Yayınlar (SCI)

Cilsal, M., Cucen, O. and Timur, E. 2006. The Effect of Geotechnical Factors on Blasting Induced Ground Vibration Particle Velocity, TUST (Tunnelling

and Underground Space Technology), Volume 21, Issues 3-4, May-July 2006, page 235, 13th article in list, 2006

Aydın, O., Basarir, H. and **Çilsal, M.** 2006. Engineering geological investigations along the Ankara subway extension, IAEG2006 (International Association of Engineering Geology), theme is substructures and underground space, article number is 586.

Ulusal Kongre Sunum

Çilsal, M., Yavuz, H. ve Sarı, D. 2002. ANKARAY projesi delme tünellerinde kazı ve tahkimat Uygulamaları. KAYAMEK'2002 VI Bölgesel Kaya Mekaniği Sempozyumu, 10-11 Ekim 2002, Konya, 333-338.

Çilsal, M., and Sarı, A. 2011. The Element Enrichment of the Rocks Rich in Organic Matter around karanlıkdere (Göynük/Bolu). 18th International petroleum and natural Gas Congress and Exhibition of Turkey. May 11th-13th, Ankara. pp.32-33.

Çilsal M., Sarı., A. ve Koç. Ş. 2012. Hatıldağ Sahası (Göynük/Bolu) Bitümlü Kayaçlarında Uranyum Zenginleşmeleri Uluslararası Katılımlı V. Jeokimya Sempozyumu. s.30, 23-25 Mayıs 2012, Denizli.

Çilsal, M., ve Yavuz, H. 2014. TBM ve NATM ile açılan tünellerdeki zamana bağlı deformasyonların analizi, Kayamek'2014 XI. Bölgesel Kaya Mekaniği Sempozyumu, Kayamek'2014, 7-9 Mayıs 2014, , Afyonkarahisar, 237-240.

Sarı, A., **Çilsal, M.**, ve Koç. Ş. 2015. Hatıldağ (Göynük/Bolu) Sahası Bitümlü Kayaçlarındaki Element Zenginleşmeleri. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 2015(150):111-122 · Haziran 2015.