

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Ayten ÇAPUTÇU

**KIZILDAĞ (HATAY) OFİYOLİTİ' NDE YER ALAN LEVHA
DAYKLARININ KÖKENİ**

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA, 2013

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KIZILDAĞ (HATAY) OFİYOLİTİ' NDE YER ALAN LEVHA
DAYKLARININ KÖKENİ**

Ayten ÇAPUTÇU

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu Tez /07/2013 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından
Oybirliği/Oyçokluğu ile Kabul Edilmiştir.

.....
Prof. Dr. Osman PARLAK
DANIŞMAN

.....
Prof. Dr.Fikret İŞLER
ÜYE

.....
Prof. Dr. Mesut ANIL
ÜYE

Bu Tez Enstitümüz Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında hazırlanmıştır.
Kod No:

**Prof. Dr. Mustafa GÖK
Enstitü Müdürü**

**Bu Çalışma Ç. Ü. Araştırma Projeleri Birimi Tarafından Desteklenmiştir.
Proje No: MMF2011YL17**

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge ve fotoğrafların
kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere
tabidir.

ÖZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KIZILDAĞ (HATAY) OFİYOLİTİ' NDE YER ALAN LEVHA DAYKLARININ KÖKENİ

Ayten ÇAPUTÇU

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Danışman : Prof. Dr. Osman PARLAK
Yıl: 2013, Sayfa: 111
Jüri : Prof. Dr. Osman PARLAK
: Prof. Dr. Fikret İŞLER
: Prof. Dr. Mesut ANIL

Doğu Akdeniz bölgesinde yer alan Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti Güney Neotetis' te tabandan tavana doğru oldukça iyi korunmuş okyanusal litosfer kalıntıları ile karakterize edilmektedir. Yüksek lisans çalışması kapsamında Samandağ-Çevlik (Hatay) bölgesinde Akdeniz sahili boyunca iyi korunmuş yüzlekler sunan levha dayk kompleksinde ayrıntılı arazi ve laboratuvar çalışmaları yapılmıştır. Levha dayk kompleksinde yer alan daykların kalınlıkları 0.5 cm ile 100 cm arasında değişmekte olup, aralarında gabro mercekleri içermektedirler. Dayklar petrografik olarak diyabaz, mikrodiyorit ve kuvarslı mikrodiyoritler ile temsil edilirken, gabro mercekleri ise gabro ve diyoritler ile temsil edilmektedir. Dayklarda yapılan tüm kayaç jeokimya çalışmaları, bu kayaçların toleyitik magmadan türedikleri ve Geç Kretase' de okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuklarını göstermektedir. Daykların kesme-kesilme ilişkileri ve TiO_2 içerikleri göz önüne alındığında en az 3 farklı magma gelişiminin olduğu söylenebilir. Levha dayklarında ölçülen soğuma kenarı yönelimleri, Kızıldağ ofiyolitinin Güney Neotetis' te Geç Kretase döneminde gelişimini sürdüren yaklaşık D-B uzanımlı okyanusal rift ekseninin kuzey bölümüne ait olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Kızıldağ, Ofiyolit, Levha dayk, Jeokimya, Soğuma kenarı

ABSTRACT

MSc THESIS

THE ORIGIN OF SHEETED DYKES IN THE KIZILDAĞ (HATAY) OPHIOLITE

Ayten ÇAPUTÇU

ÇUKUROVA UNIVERSITY
INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES
DEPARTMENT OF GEOLOGY

Supervisor : Prof. Dr. Osman PARLAK

Yıl: 2013, Sayfa: 111

Jury : Prof. Dr. Osman PARLAK

: Prof. Dr. Fikret İŞLER

: Prof. Dr. Mesut ANIL

The Kızıldağ ophiolite in the Eastern Mediterranean region is characterized by a complete oceanic lithospheric remnants of the Southern Neotethys. Detailed field and laboratory studies were done on the sheeted dyke complex along Mediterranean coastline in Çevlik-Samandağ (Hatay) region in the frame of the MSc thesis. The dykes in the sheeted dyke complex range in thickness from 0.5 cm to 100 cm and includes number of gabbroic screens. The dykes are petrographically represented by diabase, microdiorite and quartz microdiorite whereas the gabbroic screens are represented by gabro and diorite. The geochemistry of dykes suggests that they were derived from a tholeiitic magma and formed in an intraoceanic subduction zone during late Cretaceous. At least three different dyke generations may be proposed on the basis of the cross-cutting relations and TiO_2 contents. One-way chilling margin statistics in the sheeted dykes suggest that the Kızıldağ (Hatay) ophiolite was formed in the northern part of an E-W trending spreading center during the Late Cretaceous in the Southern Neotethyan ocean.

Keywords: Kızıldağ, Ophiolite, Sheeted dike, Geochemistry, Chilled margin

TEŞEKKÜR

Çalışmamın her aşamasında yardımlarını esirgemeneyen danışman hocam Prof.Dr. Osman PARLAK' a sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Yüksek lisans ve öğrencilik dönemlerimde her türlü desteği gösteren Prof.Dr.Fikret İŞLER, Prof.Dr. Ulvican ÜNLÜGENÇ ve Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyeleri, Yüksek lisans yapmam konusunda beni her zaman cesaretlendiren Yard.Doç.Dr. Turgay İBRİKÇİ' ye teşekkürü bir borç bilirim.

Yüksek lisans çalışmamın çeşitli aşamalarında yardımlarını gördüğüm, Çukurova Üniversitesi İnce Kesit Laboratuvarı personellerine, Jeokimya Laboratuvarı personeli Ertuğrul ÇANAKÇI' ya teşekkür ederim.

Her zaman yanımda olan, beni her zaman destekleyen sevgili anneme ve babama, Jeoloji Yüksek Mühendisi, yakın arkadaşım Nusret Nurlu' ya sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

SAYFA

ÖZ	I
ABSTRACT	II
TEŞEKKÜR	III
İÇİNDEKİLER	IV
ÇİZELGELER DİZİNİ	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ	VIII
1. GİRİŞ	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	5
2.1. Kızıldağ ofiyoliti ile ilgili önceki çalışmalar	5
2.2. Levha Dayk Kompleksi Hakkında Yapılan Önceki Çalışmalar	11
3. MATERYAL VE METOD	13
3.1. Büro Çalışması	13
3.2. Arazi Çalışmaları	13
3.3. Laboratuar Çalışmaları	14
3.4. Değerlendirme ve Tez Yazımı	14
4. BULGULAR VE TARTIŞMA	15
4.1. Ofiyolit Kavramı ve Gelişimi	15
4.1.1. Doğu Akdeniz Neo-Tetis Ofiyolitleri	17
4.1.2. Kızıldağ Ofiyoliti	21
4.2. Levha Dayklarında Arazi Çalışmaları	25
4.2.1. İstasyon 1	25
4.2.2. İstasyon 2	29
4.2.3. İstasyon 3	32
4.2.4. İstasyon 4	35
4.2.5. İstasyon 5	38
4.2.6. İstasyon 6	41
4.2.7. İstasyon 7	44
4.2.8. İstasyon 8	45
4.2.9. İstasyon 9	48

4.2.10. İstasyon 10	51
4.2.11. İstasyon 11	54
4.2.12. İstasyon 12	56
4.3. Petrografi.....	60
4.3.1. Mikrodiyorit	60
4.3.2. Kuvarslı Diyorit	61
4.3.3. Diyorit	63
4.3.4. Gabro.....	65
4.3.5. Gabronorit	67
4.3.6. Diyabaz	68
4.4. Jeokimya	69
4.5. Tartışma.....	84
5. SONUÇLAR	89
KAYNAKLAR	91
ÖZGEÇMİŞ	111

ÇİZELGELER DİZİNİ

SAYFA

Çizelge 4.1. Örneklere ait ana element analizleri	72
Çizelge 4.2. Örneklere ait iz element analizleri	73
Çizelge 4.3. Örneklere ait nadir toprak element analizleri.....	74

Şekil 1.1. Güney Türkiye’ de Amanos dğlarının basitleştirilmiş jeoloji haritası ve Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin konumu (Tekeli ve Erendil, 1984).....	3
Şekil 1.2. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin basitleştirilmiş jeoloji haritası ve levha dayklarının konumu (Selçuk, 1981; Dilek ve Delaloye, 1992)	4
Şekil 4.1. Tipik ofiyolit istifi ve okyanusal kabuk ile karşılaştırılması (Gass ve diğ., 1975).....	16
Şekil 4.2. Doğu Akdeniz Neo-Tetis Ofiyolitlerinin Dağılımı (Parlak ve diğ., 2012)	17
Şekil 4.3. Kızıldağ ofiyoliti haritası	22
Şekil 4.4. Kızıldağ ofiyoliti dikme kesiti (Bağcı, 2004)	22
Şekil 4.5. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 1’ de gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktalı ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir).	26
Şekil 4.6. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği	26
Şekil 4.7. İstasyon 1 ‘ in genel görünümü.	27
Şekil 4.8. Gabro mercekleri ve soğuma kenarı gösteren daykın yakından görünümü	27
Şekil 4.9. İstasyon 1’ de gözlenen kuzey yönlü sğuma kenarı örneği.....	28
Şekil 4.10. Gabro merceklerini içine alan ince dayk gelişimleri.....	28
Şekil 4.11. Farklı renkte dayk gelişimi.....	29
Şekil 4.12. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 2’ de gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktalı ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir)	30
Şekil 4.13. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği (Soğuma kenarları daha çok kuzey yönlüdür).....	30
Şekil 4.14. İstasyon 2 ‘ de gözlenen kah ve ince dayklar.....	31
Şekil 4.15. Daykların kesme kesilme ilişkileri.....	31
Şekil 4.16. İstasyon 2’ in gözlenen sğuma kenarının yakından görünümü.	32

Şekil 4.17. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 3’ te gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktalı ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir)	33
Şekil 4.18. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği (Soğuma kenarları daha çok kuzey yönü göstermektedir).	33
Şekil 4.19. İstasyon 3’ ün genel görünümü	34
Şekil.4.20. Dayklar arasındaki gabro mercekleri ve soğuma kenarlarının görünümü	34
Şekil 4.21. Gabro merceği ve örgülü yapı	35
Şekil 4.22. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 4’ te gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktalı ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir).	36
Şekil 4.23. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği (Soğuma kenarları daha çok kuzey yönlüdür).....	36
Şekil 4.24. İstasyon 4’ ün genel görünümü	37
Şekil 4.25. Dayklar arasındaki kesme-kesilme ilişkileri	37
Şekil 4.26. Farklı renkte dayk gelişimi.....	39
Şekil 4.27. Levha dayklarının İstasyon 5’ te gözlenen arazi ilişkileri.....	39
Şekil 4.28. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği (Soğuma kenarları daha çok kuzey yönlüdür).....	39
Şekil 4.29. İstasyon 5’ in genel görünümü	40
Şekil 4.30. İstasyon 5 ‘ te gözlenen homojen yapışan dayklar.....	40
Şekil 4.31. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 6’ te gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktalı ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir).....	41
Şekil 4.32. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği	42
Şekil 4.33. İstasyon 6’ da gözlenen soğuma kenarı görünümü	42
Şekil 4.34. İstasyon 6’ da gözlenen farklı dayk gelişimleri	43
Şekil 4.35. İstasyon 6’ daki kalın dayklar arasında ince dayk gelişimi.....	43
Şekil 4.36. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 7’ te gözlenen arazi ilişkileri.....	44

Şekil 4.37. İstasyon 7' nin genel görünümü	45
Şekil 4.38. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 8' de gözlenen arazi ilişkileri.....	46
Şekil 4.39. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği (Soğuma kenarları daha çok kuzey yönlüdür).....	46
Şekil 4.40. İstasyon 8' in genel görünümü	47
Şekil 4.41. İstasyon 8' deki farklı dayk gelişimleri.....	47
Şekil 4.42. Kuzey yönlü soğuma kenarı	48
Şekil 4.43. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 9' da gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktalı ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir).	49
Şekil 4.44. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği	49
Şekil 4.45. İstasyon 9' un genel görünümü.	50
Şekil 4.46. Farklı kökenleri daykların İstasyon 9' daki görünümü	50
Şekil 4.47. Gabro merceği ve solucan tipi dayk gelişimi ve soğuma kenarı görünümü	51
Şekil 4.48. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 10' da gözlenen arazi ilişkileri.....	52
Şekil 4.49. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği	52
Şekil 4.50. İstasyon 10' un genel görünümü	53
Şekil 4.51. Gri ve yeşil daykların birlikte görünümü	53
Şekil 4.52. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 11' de gözlenen arazi ilişkileri.....	54
Şekil 4.53. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği	55
Şekil 4.54. İstasyon 11' in genel görünümü	55
Şekil 4.55. İstasyon 11' de gözlenen plajiyogranitik dayklar	56
Şekil 4.56. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 12' de gözlenen arazi ilişkileri.....	57
Şekil 4.57. İstasyon 12' de gözlenen kesme kesilme ilişkileri.....	57
Şekil 4.58. Farklı renkte dayk gelişimi.....	58
Şekil 4.59. İstasyon 12' deki daykların kesme – kesilme durumları.....	58

Şekil 4.60. İstasyon 12 de gözlenen farklı dayk gelişimleri ve plajiyogranitik dayk ilişkisi	59
Şekil 4.61. İstasyonlara göre maksimum – minimum dayk kalınlıkları.....	59
Şekil 4.60. İstasyon 12 de gözlenen farklı dayk gelişimleri ve plajiyogranitik dayk ilişkisi	59
Şekil 4.61. İstasyonlara göre maksimum – minimum dayk kalınlıkları.....	61
Şekil 4.63. Kuvars diyorit kayacına ait mikroskop görüntüsü	63
Şekil 4.64. Diyorit kayacına ait entergranüler doku görüntüsü (Plj: Plajiyoklas, Horn: Hornblend	64
Şekil 4.65. Gabro kayacına ait taneli doku görüntüsü (Plj: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen).....	66
Şekil 4.66. Gabronorit kayacına ait mikroskop görüntüsü	68
Şekil 4.67. Diyabaz kayacına ait mikroskop görüntüsü	70
Şekil 4.68. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde gözlenen levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait kayaç örneklerinin Ti/Y-Nb/Y diyagramındaki konumları (Pearce, 1982).	75
Şekil 4.69. Kızıldağ ofiyolitinde yer alan levha dayk kompleksi ve gabroyik kayaçların Zr/Ti-Nb/Y diyagramındaki konumları (Pearce, 1996).	76
Şekil 4.70. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde yer alan levha dayk ve gabroyik merceklerle ait kayaçların ana element içeriklerinin Zr' a göre dağılımı.	77
Şekil 4.71. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde yer alan levha dayk ve gabroyik merceklerle ait kayaçların iz element içeriklerinin Zr' a göre dağılımı.....	78
Şekil 4.72. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde yer alan levha dayk ve gabroyik merceklerle ait kayaçların kondirite göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve Mc Donough, 1989' dan alınmıştır).	80
Şekil 4.73. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde yer alan levha dayk ve gabroyik merceklerle ait kayaçların Okyanus Ortası Sırtı Bazaltlarına göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve Mc Donough, 1989' dan alınmıştır).	81

- Şekil 4.74. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait kayaçların Zr - Zr/Y diyagramındaki konumları (Pearce ve Norry, 1979) (IAB=Ada Yayı Bazaltları; MORB= Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı; WPB= Kıtaiçi Bazaltı)..... 82
- Şekil 4.75. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait kayaçların 2Nb-Zr/4-Y üçgen diyagramındaki konumları (Meschede, 1986) (A= Kıtaiçi bazalt alanı ; B= Zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazalt alanı; C= Volkanik yay bazalt alanı; D=Volkanik yay ve normal okyanus ortası sırt bazalt alanı). 83
- Şekil 4.76. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait kayaçların Ti/1000 – V diyagramındaki konumları (Shervais, 1982) (Arc= Yay; OFB= Okyanus tabanı bazaltları; WPB= Kıtaiçi bazalt alanı). 84
- Şekil 4.77. Levha dayklarında ölçülen tüm istasyonlara ait toplam soğuma kenarı yönelimleri 87

1. GİRİŞ

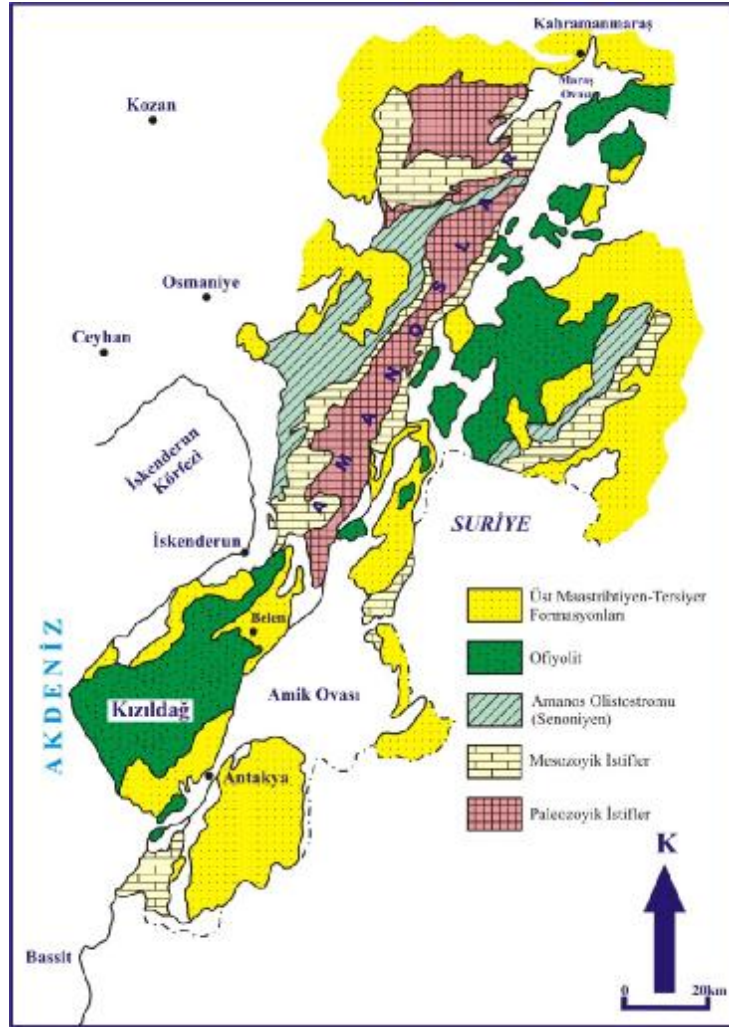
Plaka tektoniği kavramının kabulünden itibaren ofiyolitler, okyanusal litosferin kıta üzerindeki kalıntıları olarak değerlendirilmektedirler (Gass, 1968; Dewey ve Bird 1970; Moores, 1970; Coleman, 1971; Moores ve Vine, 1971). Ofiyolitlerin kıta üzerine yerleşmeleri orojenik kuşakların tektonik evriminde çok önemli bir rol oynamaktadır (Moores, 1970; Dewey ve Bird, 1970, 1971; Coleman, 1971). Başlangıçta bir çok araştırmacı ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarda oluştuklarını ileri sürmüşlerdir (Gass, 1968; Moores ve Vine, 1971; Coleman, 1977). Ancak, sonraki yıllarda yapılan jeokimyasal çalışmalar sonucunda ofiyolitlerin okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştukları ve güncel olarak Pasifik okyanusunun batısında yer alan yay-önü tektonik ortamı karşılaştırılabileceği ortaya konmuştur (Casey ve Dewey, 1984; Hawkins ve ark., 1984; Leitch, 1984; Pearce ve ark., 1984; Stern ve Bloomer, 1992). Yitim zonu üzerinde oluşan ofiyolitler okyanus ortası sırtlarda oluşan ofiyolitlere göre yüksek iyon yarıçaplı elementler (large ion lithophile elements) (K, Rb, Cs, Th) ve hafif nadir toprak elementler bakımından daha zengin (Pearce, 1982), ancak yüksek değerlikli katyonik (high field strength elements) elementler (Ti, Nb, Ta, Hf) bakımından daha fakirdirler (Pearce, 1982; Shervais, 1982).

Moores (1982), ofiyolitlerin iç yapı özellikleri ve tektonik yerleşme biçimlerine göre iki sınıfa ayırmıştır. Bunlar genellikle Akdeniz kuşağında yer alan “ Tetis Ofiyolitleri” ve Pasifik kuşağında yer alan “ Kordilleran Ofiyolitleri” dir. Tetis ofiyolitleri pasif kıta kenarı üzerine yerleşmiş olup, Penrose-tipi ofiyolit stratigrafisi sunarlar. Doğu Akdenizdeki Tetis-tipi ofiyolitler tabandan tavana doğru manto tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatlar, levha dayk kompleksi ve volkanik kayalardan oluşmaktadır. Türkiye’ deki ofiyolitler Tetis tipi ofiyolitlere örnek gösterilebilir. Ayrıca, dünyada bir çok yerde yer alan ofiyolitler de bu sınıfa dahildirler (Örnek: Troodos ofiyoliti, Robinson ve Malpas, 1990; Oman ofiyoliti, Searle ve Cox, 1999; Bay of Islands ofiyoliti, Newfoundland, Casey ve ark., 1981). Kordilleran tipi ofiyolitler ise yapısal olarak yığılma prizması üzerinde tektonik

dokanakla bulunmaktadırlar. Bu tip ofiyolitler eksikli bir ofiyolit dizisi sunabilirler (Irwin, 1977; Saleeby, 1992; Coleman, 2000).

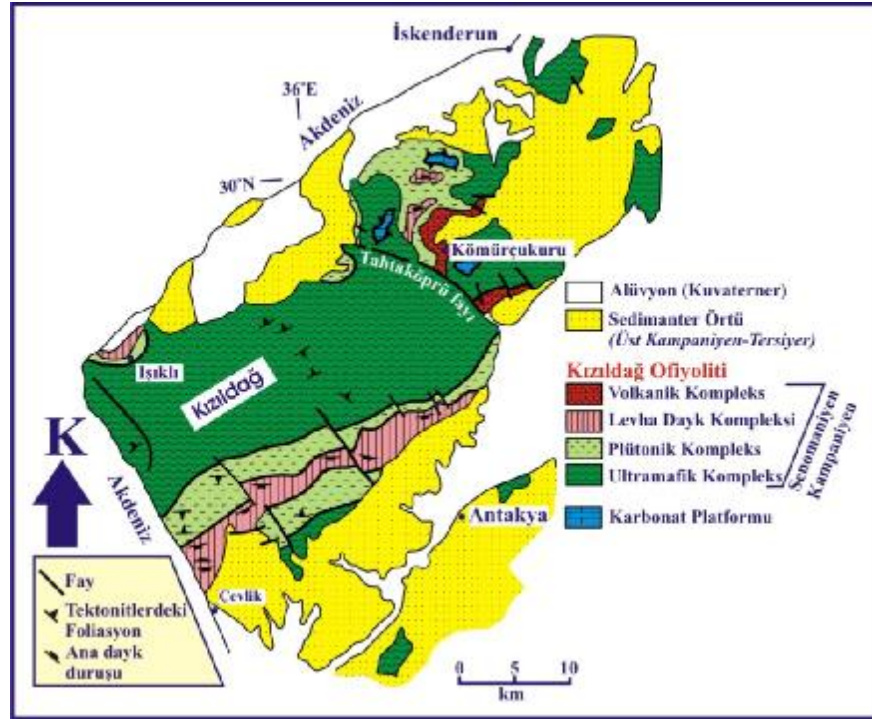
Ofiyolitlerde gözlenen levha dayk kompleksleri, okyanusal kabuğun deniz tabanı yayılması sonucunda oluştuğunun en önemli kanıtı olarak değerlendirilmektedir (Gass, 1968). Levha daykları düzlemsel yapılar olup, deniz tabanı yayılması ile sırt ekseninde oluşan kırık ve çatlaklara magma enjeksiyonu ile oluşmaktadırlar (Vine ve Matthews, 1963; Gass, 1968; Kidd ve Cann, 1974; Dilek ve ark., 1998). Levha dayklarının Türkiye’ de ve dünyada Kızıldağ (Hatay), Kömürhan (Elazığ), İspendere (Malatya), Göksun (Kahramanmaraş), Divriği (Sivas), Refahiye (Erzincan), Karadağ (Erzurum), Troodos (Güney Kıbrıs) ve Umman ofiyolitlerinde oldukça iyi yüzlekleri görülmektedir (Gass, 1968; Selçuk, 1981; Searle ve Cox, 1999; Bağcı ve ark., 2008; Rızaoğlu ve ark., 2006; Parlak ve ark., 2004, 2013).

Dünyanın en iyi korunmuş okyanusal litosfer kesitlerinden birisi olan Geç Kretase yaşlı Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti tabandan tavana doğru tektonitler, kümülatlar, izotrop gabro, levha daykları, plajiyogranit ve volkaniklerden oluşan tam bir istif sunmaktadır (Şekil 1.1 ve 1.2). Antakya-Kahramanmaraş arası GB-KD yönünde uzanan Amanos Dağlarının güneybatı ucunda Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ve bunun kuzeydoğusunda Kambriyen-Miyosen zaman aralığına ait istifler yer almaktadır (Şekil 1.1). Amanos Dağları birimleri; i) otokton Arap platformu kayaları, ii) ofiyolit napları, iii) napları örten neo-otokton çökeller olmak üzere üç grupta toplanmaktadır.



Şekil 1.1. Güney Türkiye’ de Amanos dğlarının basitleştirilmiş jeoloji haritası ve Kızıldag (Hatay) ofiyolitinin konumu (Tekeli ve Erendil, 1984).

Yüksek lisans tez çalışmasının en önemli kısmını oluşturan levha daykları esas olarak Çevlik-Samandağ ile Kömürçukuru bölgelerinde yer almaktadır (Şekil 1.2).



Şekil 1.2. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin basitleştirilmiş jeoloji haritası ve levha dayklarının konumu (Selçuk, 1981; Dilek ve Delaloye, 1992)

Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışma kapsamında Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait levha dayklarında ayrıntılı arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda aşağıdaki jeolojik problemlere cevap aranmaya çalışılmıştır. Bunlar;

- levha dayklarındaki kesme-kesilme ilişkileri ve jeokimyasal çalışmalar ile kaç farklı magma gelişimi mevcuttur?
- levha dayklarının oluştukları jeodinamik ortam nasıldır?
- ofiyolitik kayalar yayılma ekseninin hangi bölgesine aittir?

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ile ilgili yapılan önceki çalışmaların önemli bir kısmı kronolojik olarak aşağıda özetlenmektedir. Ayrıca bu tez çalışmasının asıl konusunu oluşturan levha dayklarının gelişimi, yapısı ve soğuma kenarı istatistiği ile ilgili çalışmalarda ayrı bir bölüm olarak özetlenecektir.

2.1. Kızıldağ ofiyoliti ile ilgili önceki çalışmalar

Dubertret (1953) Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti ile ilgili ilk çalışmaları yaparak; Suriye-Antakya bölgesinde 1/200.000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış, Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin tabandan tavana doğru peridotit, piroksenit, gabro, dolerit, yastık lavları ve Sakalavitlerden oluştuğunu, bu birimler arasındaki ilişkinin tedrici olduğunu belirtmiştir. Ayrıca “Denizaltı Yeşil Kayaç Napı” hipotezini ortaya atmıştır.

Ricou (1971) Arap kıtası önünde Bitlis-Zagros kenet kuşağı üzerinde Türkiye’ den İran’ a kadar uzanan yayşeklindeki kuşağın (peri-Arabia Belt) Kızıldağ, Baer-Bassit, Kermanşah ve Neyriz ofiyolitlerini içerdiğini ortaya koymuştur.

Aslaner (1973) İskenderun-Kırıkhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeolojisi ve petrografisi isimli çalışması ile ofiyolitlerin iç yapısı ve mineralojik-petrografik özelliklerini ortaya koymuş ve aynı zamanda ofiyolitinin diğer tektonostratigrafik birimlerle olan ilişkisini ve ofiyolit yerleşimini açıklamıştır.

Çoğulu (1973) Kızıldağ ofiyolitinin farklı magmatik birimleri üzerinde jeokimyasal, jeofizik ve jeokronolojik, çalışmalar yaparak, Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin Tetis okyanusunda okyanus ortası sırta oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Çoğulu ve Ark. (1976) Kızıldağ ofiyolitini oluşturan kabuksal kayalarda yaptıkları jeokimyasal çalışmalar ile bu kayaların üst mantonun kısmi ergimesinden türediklerini ileri sürmüşlerdir. Ayrıca yaptıkları K-Ar yaş tayini ile gabrolarda 112.8 ± 4 ile 69 ± 2.7 My izotopik yaş bulmuşlardır.

Vougnat ve Çoğulu (1967) Kızıldağın güneybatı kesiminde yaptıkları çalışmada gabro ile diyabaz arasında tedrici bir geçişin olmadığını, aksine diyabazların dayklar biçiminde gabroları kestiğini belirtmişlerdir.

Delaloye ve Ark. (1977) Kızıldağ ofiyolitindeki doleritlerde K-Ar yaş tayini yöntemini kullanarak 94 My izokron yaşı bulmuşlardır. Ofiyolit oluşum yaşını Erken Geç Kretase yaşını önermişlerdir.

Delaloye ve diğ. (1980), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin Akdeniz sahili boyunca Çevlik-Arsuz arasındaki kayaçların petrografik ve jeokimyasal özelliklerini çalışmışlardır. Levha dayk kompleksinin deniz tabanı yayılmasının en önemli verisi olduğunu belirtmişlerdir.

Juteau (1980) Türkiye ofiyolitlerini konu alan çalışmasında; ofiyolitleri Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağı, Toros ofiyolit kuşağı ve Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı olmak üzere üç farklı coğrafik bölgeye ayırmıştır. Kızıldağ ofiyolitinin ise Arap kıtası önü ofiyolit kuşağında yer aldığını belirtmiştir.

Selçuk (1981) Kızıldağ ofiyoliti üzerine yaptığı doktora çalışmasında, Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin iç yapısını ortaya çıkarmak amacıyla jeolojik haritalama yapmış ve ofiyolit tüm birimlerini ortaya koymuştur.

Şengör ve Yılmaz (1981) Anadolu' daki Neotetis okyanusal basenlerini kuzeyden güneye doğru; Intra Pontid okyanusu, İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu, Güney Neotetis okyanusu olmak üzere farklı okyanusal basenler tanımlayarak evrimlerini açıklamıştır. Kızıldağ ofiyolitinin de Güney Neotetis okyanusundan türediğini ileri sürmüştür.

Tinkler ve Ark. (1981) Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin tektonik evrimi üzerinde yaptığı çalışmada, ofiyolit iç yapısı ve kaya birimleri arasındaki ilişkileri incelemiş, ayrıca ofiyolit yerleşme ve yerleşme sonrası yapılarını ortaya çıkarmıştır. Özellikle yerleşme sonrası yapıların Ölü Deniz fayının hareketi ile ilişkili olduğunu ileri sürmüştür.

Erendil (1984) Kızıldağ ofiyolitinin üst kabuksal kayaçlarının yapısı ve petrolojisi başlıklı çalışmasında; Kızıldağ ofiyolitinin yavaş yayılan D-B yönlü bir sırt ekseninde Neotetis' in güney kolunda oluştuğunu belirtmiştir. Levha

dayklarındaki soğuma kenarı sistematliğini inceleyerek, Kızıldağ ofiyolitinin D-B yönlü sırt ekseninin güney tarafını temsil ettiğini ortaya koymuştur.

Pişkin ve diğ. (1984) Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin tektonik gelişim tarihçesini yerleşme öncesi, yerleşme ve yerleşme sonrası olmak üzere üç evreye ayırarak yeni bir tektonik yaklaşımda bulunmuşlardır. Manto tektonitlerinin üst kesimlerinde kaba taneli porfiroklastik doku, alt kesimlerinde ise ince taneli porfiroklastik dokunun hakim olduğunu belirtmişler ve plastik deformasyon yapılarının da varlığından bahsetmişlerdir.

Robertson ve Dixon (1984) Balkanlardan İran' a kadar uzanan kıvrakta Neotetis' in evrimini özetleyerek, Kızıldağ ofiyolitinin Arap kıtası önü ofiyolitlerine ait olduğunu ve Neotetis' in güney kolunda olduğunu belirtmişlerdir.

Tekeli ve Erendil (1984) Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi isimli çalışması ile ofiyolit in önceden tüketilmiş bir manto üzerinde gelişmiş birkaç küçük magma odası içeren yavaş bir yayılma merkezinde üretilmiş olduğunu söylemişlerdir.

Delaloye ve Ark. (1985) Kızıldağ ofiyolitinde kümülat gabrolarda nadir toprak element analizi yaparak, bu kayaçların hafif nadir toprak elementleri açısından tüketilmiş ancak homojen bir mantodan türediklerini ileri sürmüşlerdir.

Robertson (1986a) Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin tabanda Arap platformunun üzerinde tektonik ve sedimanter melanj olmak üzere iki farklı melanj birimi ile başladığını, ofiyolit topluluğunun tüm birimlerini tabandan tavana içerdiğini belirtmiştir. Bölgesel jeoloji içerisinde güneydeki Baer-Bassit ofiyoliti ile karşılaştırarak, bu iki topluluğun benzerlik ve farklılıklarını ortaya koymuştur.

Robertson (1986b) Geç Kretase yaşlı volkaniklerle ilişkili volkanoklastik ve metalce zengin sedimanter kayaçlar üzerine jeokimyasal çalışmalar yapmıştır. Bu kayaçlardan elde edilen jeokimyasal veriler ile yüksek Mg içerikli (boninitik) sakalavit kayaçlarının Maastrichtiyen' de ofiyolitik kayaçlarının Arap Kıtasına yerleşmesinden önce Kampaniyen' de oluşan en son okyanusal kabuğu temsil ettiğini belirtmiştir.

Anıl ve Yaşar (1990) Antakya-Arsuz (Hatay) arasında görülen kromit cevherleşmelerinin metalojenezi ve jeokimyası isimli çalışması ile Kızıldağ (Hatay)

ofiyolitlerinde yer alan ve Arsuz-Antakya arasında yüzeylenen kromit cevherleşmelerinin tamamının podiform tipte olduklarını ve damar, adese, cep ve bantlı tipte yataklanma tiplerinin daha az gözlendiğini söylemişlerdir.

Aysan ve Yaman (1991) Kisecik (Hatay) bölgesinde Kızıldağ ofiyolitindeki levha daykları içinde gelişen mineralizasyonları inceleyerek, altınlı kuvars damarlarını tespit etmiş ve parajenezin altın, pirit, arsenopirit, kalkopirit, sfalerit, pirotin, markazit, galen, kübanit, valeriit, neodijenit, kalkosin, kovellin, rutil, hematit, ilmenomanyetit ve limonitten oluştuğunu gang minerallerinin ise kuvars, klorit, flogopit ve karbonattan oluştuğunu saptamışlardır.

Dilek ve Ark. (1991) Kızıldağ ofiyolitinin iç yapısını etkileyen yapıları inceleyerek, okyanus ortası sırtta manto yükselimine bağlı olarak oluşan yapıların tektonik hareketlerle oluşandan ziyade magmatik kökenli olduklarını vurgulamaktadırlar.

Dilek and Delaloye (1992) Kızıldağ ofiyolitinde gözlenen yapısal unsurları çalışarak, ofiyolit yavaş yayılan bir sırt ekseninde oluşan okyanusal kabuğun sahip olduğu karakteristik yapıları içerdiğini ortaya koymuştur.

Dilek ve Eddy (1992) Troodos (Kıbrıs), Kızıldağ (Hatay) ofiyolitlerinde gelişen yapısal unsurları Josephine ve Semail ofiyolitleri ile ve Doğu Pasifikteki okyanus ortası sırtlar ile karşılaştırmışlardır. Bu çalışma sonucunda sözü edilen ofiyolitler için yavaş-yayılan sırt eksen modelini önermişler ve Neotetis okyanusal kabuğun kalıntılarını temsil ettiğini belirtmişlerdir.

Anıl (1993), Çevlik-Teknepinarı-Holtakayası (Samandağ-Hatay) arasında yüzeylenen ofiyolitlerde ve kromit cevherleşmelerinde yaptığı çalışma ile harzburjitik tektonitler içinde yer alan kromit cevherleşmelerinin küçük boyutta ve yataklanmalarının düzensiz (Alpin tipi) olduğunu belirtmiş ve Cr₂O₃ içeriğinin % 32-41 arasında olduğunu saptamıştır.

Lytwyn ve Casey (1993) Kızıldağ (Hatay) ofiyolitindeki volkanik kayaların ve levha dayk kompleksinin ada yayı toleyitleri ile boninitlerden oluştuğunu ve Troodos ofiyoliti ile karşılaştırarak, her iki ofiyolit kompleksinin birbirleriyle petrojenetik ve tektonik ilişki içerisinde yay önü tektonik ortamında oluştuklarını belirtmişlerdir.

Yılmaz (1993) Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında Toros platformu ve Arabistan kıtası arasında kuzeyden güneye doğru Nap zonu, Yığılma prizması ve Arap platformu olmak üzere üç tektonik kuşak ayırtlamıştır. Göksun, Ispendere, Berit ofiyolitlerinin Nap zonu içinde yer aldığını, Kızıldağ ofiyolitinin ise Arap platformu üzerine Geç Kretase’ de yerleştiğini ortaya koymuştur.

Dilek ve Thy (1998) Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin Mesozoyik yaşlı Neotetis okyanusunun güney kanadında Üst Kretase’ de olmuş bir okyanusal litosfer kalıntısı olduğunu belirtmişler, MORB tipi bir okyanusal kabuk oluşumu önermişlerdir.

Robertson (2002) Doğu Akdeniz Tetis kuşağında Balkanlardan Türkiye’ ye kadar uzanan ofiyolitleri konu ettiği çalışmada; Türkiye’ deki ofiyolitlerin bir farklı bölgede (Pontidler, Anatolidler, Toros kuşağı, GD Anadolu kuşağı ve Arap kıtası önü) yayılım gösterdiğini ileri sürerek, bu ofiyolitlerin iç yapı özellikleri ve dokanak ilişkilerini detaylı bir şekilde anlatmıştır.

Bağcı (2004)’ ün yaptığı doktora çalışmada Kızıldağ (Hatay) ve Tekirova (Antalya) ofiyolitlerinde gözlenen kümülat ve diğer kabuksal kayaçların mineralojik-petrografik ve petrolojik özelliklerini karşılaştırmıştır. Bu çalışmalar sonucunda, gerek Kızıldağ gerekse Tekirova ofiyolitlerinin yitim zonu üzerinde oluştuğu ortaya konmuştur.

Bağcı ve Ark. (2005)’ in Kızıldağ ofiyolitini oluşturan ultramafik ve mafik kümülat kayaçlar üzerine yaptığı mineral kimyası çalışmaları sonucunda; kümülat kayaçların verlit, olivinli gabro, olivinli gabro norit ve gabrolarla oluştuğu, bu kayaçların yüksek Mg içerikli olivin, klinopiroksen, ortopiroksen ve yüksek Ca-plajiyoklaslardan oluştuğu ve bunları oluşturan magmanın ada yayı toleyitlerine benzerlik gösterdiği vurgulanarak okyanus içi yayönü ortamda oluştukları belirtilmiştir.

Bağcı ve Ark. (2008) Kızıldağ ofiyolitini oluşturan izotrop gabro, levha dayk kompleksi ve Sakalavitlere ait kayaçların petrolojik özelliklerini incelemiştir. Yapılan çalışmalar neticesinde bu kayaçları oluşturan ada yayı toleyitleri ve boninitler olmak üzere iki farklı magmanın varlığından söz etmişlerdir. Bu iki farklı

magmanın yayönü tektonik ortamda Geç Kretase’ de ş zamanli gelişim gösterdiklerini ifade etmişlerdir.

Parlak ve Ark. (2009) Güneydoğu Anadolu bölgesinde iki farklı okyanus gelişiminden bahsetmektedir. Bunlardan ilki kuzeyde Bitlis-Pütürge metamorfikleri ile Toros platformu arasında gelişen ve Berit okyanusu olarak adlandırılan okyanusal basen olup, Göksun, Berit, İspendere, Kömürhan ve Guleman ofiyolitleri bu okyanusal basende gelişimlerini tamamlamışlardır. Daha güneyde olan ikinci okyanusal basen ise Bitlis-Pütürge metamorfikleri ile Arap platformu arasında gelişip, Kızıldağ, Koçali, Troodos ve Baer-Bassit ofiyolitlerini barındırmaktadır.

Dilek ve Thy (2009) çalışmasında Kızıldağ ofiyolitinde Karaçay vadisinde gözlenen plajiyogranitlerde U-Pb yaşlandırması yaparak 91.8-91.6 My yaşlarını bulmuşlardır. Kızıldağ ofiyolitini oluşturan okyanusal kabuğun Geç Kretase’ de yay-yayönü tektonik ortamda ada yayı toleyitik ve boninitik magmalardan beslendiklerini belirtmişlerdir.

Karaoğlan ve Ark. (2013) Kızıldağ ofiyolitinde U-Pb ve Sm-Nd jeokronolojisi yapmışlardır. Bu çalışmada plajiyogranitlerden ve gabrolardan elde edilen zirkonları U-Pb yöntemi ile yaşlandırarak sırasıyla 91.7 ± 1.9 ve 91.6 ± 3.8 My yaşlarını, ve ayrıca yine gabrolarda Sm-Nd izokron yöntemi ile 95.3 ± 6.9 My yaşını bulmuşlardır. Bu sonuçlar ile Kızıldağ ofiyolitini oluşturan kabuksal kayaçların gelişimini 6 My’ ık bir süreçte tamamladığını ileri sürmüşlerdir.

Robertson ve Ark. (2013) Doğu Akdeniz’ in Paleozoyikten Neojene kadar süren tektonik gelişimi ile ilgili yaptıkları sentezde; Geç Kretase’ de kuzeydeİzmir-Ankara-Erzincan okyanusu ve İç Toros okyanusunun varlığından, güneyde ise Berit okyanusu ve Neotetis’ in güney koluna ait okyanusun varlığından bahsetmişlerdir. Kızıldağ ofiyolitinin Neotetisin güney kolunda Geç Kretase’ de oluştuğunu ve Arap platformu üzerine güneye doğru Mastrihtiyende yerleştiğini ileri sürmüşlerdir.

2.2. Levha Dayk Kompleksi Hakkında Yapılan Önceki Çalışmalar

Gass (1968) levha dayklarını ilk kez Troodos ofiyolitinde tanımlamıştır. Bu çalışma ile levha dayklarının ofiyolitlerin en önemli bileşeni olduğu belirtilmiş ve deniz tabanı yayılmasının en önemli kanıtı olduğu vurgulanmıştır.

Kidd ve Cann (1974) yaptıkları çalışmada; Troodos ofiyoliti' nde gözlenen levha dayklarında sistematik bir çalışma ile deniz tabanı yayılmasının izlerini ortaya koymuşlar ve yayılma merkezinin masifin batısında yer aldığını sonucuna varmışlardır.

Erendil (1984) Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti' nin üst kabuksal kayaçlarının petrolojisi ve yapısı başlıklı çalışmasında; Kızıldağ ofiyoliti' ne ait okyanusal litosfer kalıntılarının D-B yönlü bir yayılma merkezinin kuzey bölümünde oluştuğunu ileri sürmektedir.

Robinson ve Ark. (2008) ofiyolitler üzerine yaptıkları çalışmada levha dayklarının Tetis kuşağı üzerindeki tüm ofiyolitlerde gözlenmediğini ve bu nedenle ofiyolitlerin önemli bir bileşeni olamayabileceği sonucuna varmışlardır. Ayrıca okyanus ortası sırtlarda deniz tabanı yayılmasının işareti olamayabileceğini de öne sürmüşlerdir.

Philips-Lander ve Dilek (2009) Orta Jura yaşlı Mirdita (Arnavutluk) ofiyolitinde yapılan çalışmada; yaklaşık 10 km genişliğindeki levha dayk kompleksine ait kayaçların yay-önü ortamda deniz tabanı yayılmasına bağlı gerilme ortamında oluştuklarını ileri sürmüşlerdir.

3. MATERYAL VE METOD

Yüksek lisans tezi olarak gerçekleştirilen bu çalışmanın materyalini Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti' nde oldukça iyi yüzlekler sunan levha dayk kompleksine ait kayaçlar ile alt ve üst dokanağında yer alan izotropik gabrolar ve volkanikler oluşturmaktadır. Bu çalışmada izlenen metod başlıca (a) büro, (b) arazi, (c) laboratuvar ve (d) tez yazımı çalışmaları olmak üzere dört aşamadan oluşmaktadır.

3.1. Büro Çalışması

Tez çalışmasının bu aşamasında genel olarak ofiyolitlerin oluşumu, oluştukları tektonik ortamlar, iç yapısı, tektonik ortamlara bağlı olarak gelişen mineralojik ve petrografik özellikler ve kıta üzerine yerleşmesi konularında ulusal ve uluslar arası literatür derlemesi yapılmıştır. Bu tez çalışmasının konusunu oluşturan Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti' nin iç yapısı, levha dayklarının gelişimi ve genel jeolojik özellikleri hakkında yapılan önceki çalışmalar incelenerek literatürdeki bilgi birikimi ve eksiklikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

3.2. Arazi Çalışması

Tez çalışmasının bu aşamasında Mersin P35 C2 topografik paftasında yer alan ve Çevlik (Samandağ-Hatay) sahili boyunca geniş yüzlekler sunan levha dayk kompleksine ait kayaçlar ayrıntılı olarak incelenmiştir. Arazi çalışmaları sırasında levha dayk kompleksinin yüzeyletiği bölge oniki istasyona ayrılarak incelenmiştir. Her bir istasyonda yapılan çalışmalar sırasında (a) istasyonun başlangıç ve bitiş sınırı GPS (Global Positioning System) aleti ile tespit edilmiş, (b) daykların kalınlıkları ölçülmüş, (c) soğuma kenarları sistematik bir şekilde tespit edilmiş, (d) farklı dayk gelişimleri incelenmiş, (e) dayklar arasındaki gabroyik mercerler tespit edilmiş, (f) daykların doğrultu ve eğimleri ölçülmüş, (g) her bir istasyonda şematik enine kesitler çizilmiş, (h) farklı dayk gelişimlerinden petrografik-jeokimyasal amaçla 45 adet

örnek derlenmiş ve fotoğraflanmıştır. Bu çalışmalar sırasında Brunton marka jeolog pusula, jeolog çekici, arazi defteri, lup ve GPS aleti kullanılmıştır.

3.3. Laboratuvar Çalışması

Arazi çalışması sonucunda derlenen levha dayk kompleksine ait 45 adet kayaç örneğinin ince kesitleri Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit atölyesinde yapılmıştır. Kayaçların ince kesitleri polarizan mikroskop altında incelenerek kayaçların mineralojik içerikleri, dokusal özellikleri, alterasyon durumları belirlenerek kayaçların adlandırılması yapılmıştır. Yapılan mikroskobik çalışmalar sonucunda sözü edilen kayaçlardan farklı magma serilerini belirlemek amacıyla 45 adet örnek önce çeneli kırıcıdan geçirilmiş, agat havanda öğütülmüş ve ana-iz (major-trace) element analizleri Cenevre (İsviçre) Üniversitesi Mineraloji Bölümünde yaptırılmıştır. Bu analiz sonuçlarına göre tespit edilen farklı magma serilerine göre seçilen 27 adet örnek üzerinde Nadir Toprak Element (REE) analizi çalışmaları Acme Analytical Laboratories (Kanada)' da yapılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında çizilen şematik enine kesitler bilgisayar ortamına aktarılarak Corel Draw programı yardımıyla dijital ortama aktarılmıştır. Ayrıca, arazi çalışmaları sırasında çekilen fotoğraflardan yüzlekleri en iyi şekilde karakterize edenler seçilmiş ve tez çalışmasında kullanılmıştır.

3.4. Değerlendirme ve Tez Yazımı

Jeokimyasal analiz sonuçları Grapher 1.32 (Golden Software Inc) ve GCDKit 3.00 programı yardımıyla diyagramlar haline getirilmiştir. Ayrıca, analiz sonuçları Microsoft Excel programında tablolar haline getirilmiştir. Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen tüm bilgiler değerlendirilmiş olup, Microsoft Word programları kullanılarak tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

4. BULGULAR VE TARTIŞMA

4.1. Ofiyolit Kavramı ve Gelişimi

Ofiyolitler allokton kütleler olup, başlıca peridotit, ultramafik kayalar, gabro, diyabaz, mafik yastık debili lavlar ve en üstte çört ya da pelajik sedimanter kayalar ile temsil edilen bir kaya birlikteliğidir. Bu kaya topluluğu bir çok lineer dağ kuşaklarının en önemli bileşenlerindendir. Ofiyolitler, kıta kenarlarına tektonik olarak yerleşmiş okyanusal kabuk ve üst manto peridotit parçaları olarak değerlendirilmektedirler.

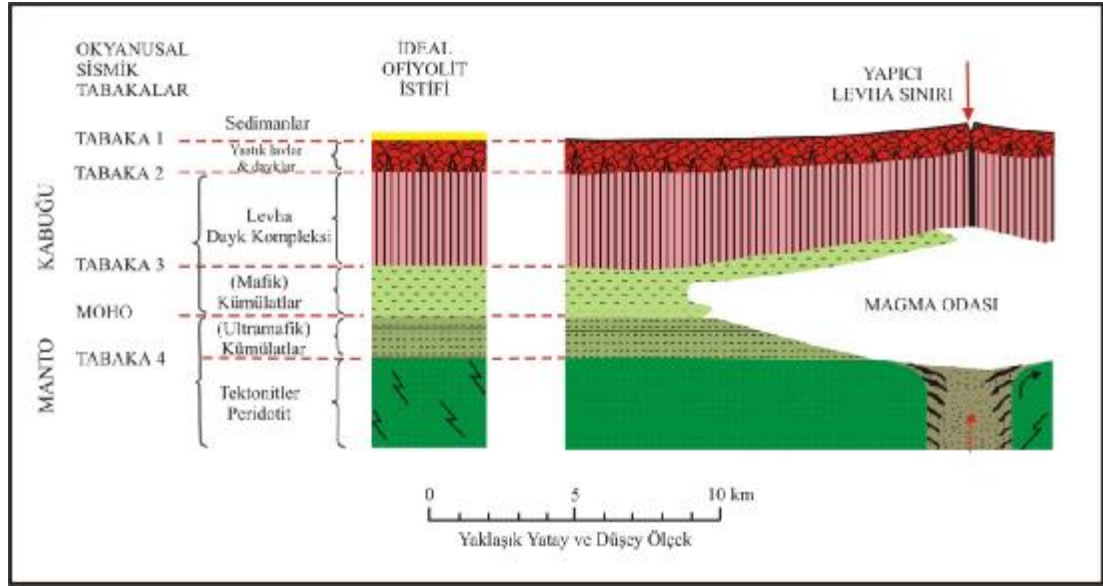
Ofiyolit terimi ilk kez Brongniart (1813, 1827) tarafından kullanılmıştır. Yunanca kökenli olan “ ophi” kelimesi, ultramafik kayaların yeşil rengi, yapısı ve dokusunu yansıttığı için yılan anlamına gelmektedir. “ lithos” kelimesi ise kaya anlamına gelmektedir.

Ofiyolit teriminin modern anlamda kullanımı Steinmann (1905, 1927) tarafından olmuştur. Gustav Steinmann (1926)’ın Madrid’ te uluslar aras bir konferansta sunduğu tebliğde; Alpler’ de kaya ilişkilerini tanımladığı serpentinit-diyabaz-radyolarit birlikteliğini sunmuş ve “ Steinmann Üçlüsü” olarak literatüre 1927 yılında geçmiştir.

Alplerde ofiyolitler konusunda yapılan ilk çalışmalardan sonra, Doğu Akdenizde özellikle Troodos (Kıbrıs) ofiyoliti üzerine yapılan çalışmalar (Wilson, 1959; Gass, 1963; Moores ve Vine, 1971; Miyashiro, 1973; Panayiotou, 1980; Robinson ve ark., 1987; Malpas ve ark., 1990) ofiyolit kavramının daha iyi anlaşılmasına çok önemli katkılarda bulunmuştur. Özellikle levha dayklarının keşfi ile ofiyolitlerin deniz tabanı yayılması ürünü oldukları ve magma odası modellemeleri konusunda önemli ilerlemeler olmuştur.

Eylül 1972’ de yapılan Penrose konferansı (Anonymous, 1972), orojenik kuşaklarda gözlenen ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarında deniz tabanı yayılması sonucu oluştukları gerçeğini uluslar arası anlamda kabulünün tescilidir. Penrose (1972) toplantısı sonrasında ofiyolitlerin tabandan tavana doğru; manto tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabro, levha dayk kompleksi, plajiyogranit

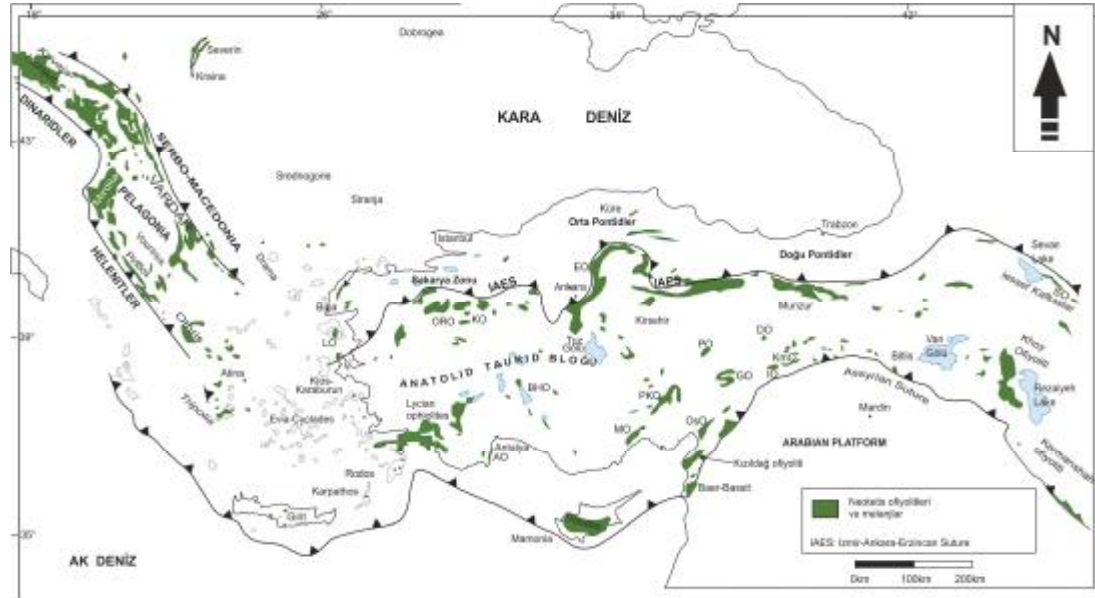
intrüzyonu, bazaltik yastık debili lavlar ve derin deniz sedimanlarından meydana geldiği herkes tarafından kabul edilmiştir. Coleman (1971)' de ofiyolitlerin konverjan levha sınırlarında kıtalar üzerine tektonik olarak yerleşmeleri ile ilgili çok önemli bir çalışma yapmıştır.



Şekil 4.1. Tipik ofiyolit istifi ve okyanusal kabuk ile karşılaştırılması (Gass ve diğ., 1975)

Ofiyolitlerin başlangıçta okyanus ortası sırtlarda oluşumu ile ilgili görüşler bulunmasına rağmen, daha sonraki yıllarda jeokimyasal analiz yöntemlerindeki gelişmelere bağlı olarak ofiyolitlerin ada yayları ya da yitimle ilişkili tektonik ortamlarda da oluşabileceği yönünde ilk çalışmalar gerek Doğu Akdeniz ofiyolitlerinde (Troodos ve Oman) gerekse güncel tektonik ortamlarda (GB Pasifik Okyanusu) yapılmıştır (Miyashiro, 1973; Sun ve Nesbitt, 1978; Cameron ve ark., 1979; Alabaster ve ark., 1982). Pearce ve ark. (1984) çalışmasında “ Suprasubduction Zone-Okyanus İçi Yitim Zonu Üstü” terimi ilk kez literatüre girerek ofiyolitlerin yitimle ilişkili tektonik ortamlarda oluştuğu ortaya konmuştur. “ Suprasubduction Zone” terimi yitimle ilişkili tektonik ortamda yayönü (forearc), yay (arc) ve yay gerisi (backarc) ortamların hepsini kapsamaktadır.

4.1.1. Doğu Akdeniz Neo-Tetis Ofiyolitleri



Şekil 4.2. Doğu Akdeniz Neo-Tetis Ofiyolitlerinin Dağılımı (Parlak ve diğ., 2012).
 AO: Antalya Ophiolite; BHO: Beyşehir-Hoyran Ophiolite; DO: Divriği Ophiolite; EO: Eldivan ophiolite; GO: Göksun Ophiolite; IO: İspendere Ophiolite; KO: Kınık Ophiolite; KmO: Kömürhan Ophiolite; LO: Lesvos Ophiolite; MO: Mersin Ophiolite; ORO: Orhaneli Ophiolite; OsO: Osmaniye Ophiolite; PO: Pınarbaşı Ophiolite; PKO: Pozantı-Karsantı Ophiolite; SO: Sevan Ophiolite

Alp-Himalaya orojenik kuşağı boyunca gözlenen Mesozoik Tetis ofiyolitleri, batıda Orta-Geç Jura yaşlı Dinarid, Arnavutluk ve Helenik kuşaktaki ofiyolitler ile doğudaki Geç Kretase yaşlı Türkiye, Troodos (Kıbrıs), Baer-Bassit (Suriye), Khoy-Kermanşah-Neyriz (İran) ve Umman ofiyolitlerini içermektedir. Batı Alplerde gözlenen Orta-Geç Jura yaşlı ofiyolitler, okyanus ortası sırt ortamından okyanus içi dalma-batma zonu üzerindeki tektonik ortama kadar değişen bir gelişim sürecinin kayıtlarını sunmaktadırlar (Bebien ve ark., 1998; Bortolotti ve ark., 2002; Robertson, 2002, 2012; Robertson ve Shallo, 2000; Hoeck ve ark., 2002; Dilek ve Flower, 2003; Saccani ve ark., 2004; Dilek ve ark., 2005, 2008; Tremblay ve ark., 2009). Bununla birlikte Türkiye’ den Umman’ a kadar uzanan doğudaki Geç Kretase ofiyolitleri ise okyanus içi dalma-batma zonu üzerindeki tektonik ortamla karakterize edilirler (Aktaş ve Robertson, 1984; Pearce ve ark., 1984; Hebert ve Laurent, 1990; Lytwyn

ve Casey, 1993; Yalınız ve ark., 1996; Collins ve Robertson, 1998; Dilek ve ark., 1999; Floyd ve ark., 2000; Parlak ve ark., 1996, 2000, 2002, 2004, 2009, 2013a, b; Al-Riyami ve ark., 2002; Robertson, 2002; Robertson ve ark., 2006, 2007; Flower ve Dilek, 2003; Dilek ve Thy, 2009; Dilek ve Furnes, 2009).

Anadolu’ daki Neotetis ofiyolitleri, kıtasal kabuki, metamorfik massif ve sedimanter basenlerle birbirinden ayrılmış kenet kuşakları boyunca uzanırlar (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Robertson, 2002, 2006; Okay ve Tüysüz, 1999; Okay, 2008). Ofiyolitler, ofiyolitik melanjlar ve ofiyolitlerle ilişkili metamorfik kayalar bu kenet kuşaklarının en önemli tektonik bileşenleridir (Okay, 1986, 1989; Parlak ve ark. 1995, 2006, 2009; Önen ve Hall, 2000; Vergili ve Parlak, 2005; Robertson ve ark. 2009; Pourteau ve ark. 2010; Okay ve Whitney, 2010; Dilek ve Furnes, 2011). Bu tektonik birimler, Geç Kretase’ de okyanus içi yay-hendek sisteminin kıta kenarı ile çarpışması sonucunda yerleşmişlerdir (Robertson, 2002, 2004, 2006, 2007; Dilek ve Flower, 2003; Dilek ve ve ark. 2007; Dilek ve Thy, 2009; Dilek ve Furnes, 2009; Okay ve Şahintürk, 1997; Okay ve ve ark., 2006; Okay, 1989).

Kuzey Türkiye’ de, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağındaki ofiyolitler tabandan tavana tam bir okyanusal litosfer istifi göstermemelerine rağmen, kabuksal kayaları okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşan ofiyolitlerin jeokimyasal özelliklerini gösterirler. Bu ofiyolitler, Batı Anadolu’ da yüksek basınç-düşük sıcaklık (YB-DS) metamorfizmasına uğrayan ve pasif kıta kenarı konumunda olan Torid-Anatolid platformuna Kampaniyen’ de yerleşmişlerdir (Okay, 1989; Yılmaz ve ark., 1997; Göncüoğlu ve ark., 2000; Robertson, 2002; Robertson ve ark., 2009). Niğde-Kırşehir metamorfik masifinin üzerinde ve Ankara melanji içerisinde Geç Kretase yaşlı kuzey zondan türeyen düzensiz ve eksikli yitim zonu üstünde oluşan ofiyolitler bulunmaktadır. Bu ofiyolitlerle ilişkili Orta Turoniyen-Erken Santoniyen yaşlı asidik volkanikler ve volkanoklastik sedimanlar intruzifler ise okyanus içi yay gelişiminin önemli göstergeleridir (Yalınız ve ark., 1996; Yalınız ve Göncüoğlu, 1998). Sözü edilen bölgede yapılan çalışmalarda Erken-Orta Jura izotop yaşları gözlenmiştir (Dilek ve Thy, 2006; Çelik ve ark., 2011). Bu nedenle, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının batıdaki Vardar zonunun devamı olduğu konusunda ilgili yazarlar

yorumlar yapmıştır. Kuzeydoğu Anadolu’ da isedaha büyük ofiyolitik ve melanj kütlelerine rastlanmaktadır (Rice ve ark., 2006, 2009; Sarıfakıoğlu ve ark., 2009; Parlak ve ark., 2012; Topuz ve ark., 2012). Bu kütleler iyi korunmuş ofiyolitik istifler, melanj birimleri ve lokal ölçekte mavi şist mostraları barındırmaktadırlar. Bu bölgedeki ofiyolitlerin Geç Kretase-Erken Tersiyer döneminde güneyde Toros pasif kıta kenarı üzerine, kuzeyde ise pontid aktif kıta kenarı üzerine yerleşmesi ile ilgili çeşitli çalışmalar bulunmaktadır (Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz ve ark., 1997; Rice ve ark., 2006, 2009). Bu ofiyolitik birimler Kampaniyen-Mastrihtiyen yaşlı sedimanter birimler tarafından örtülmüşlerdir ve daha sonraki tektonik hareketlerle ofiyolitik kayaçlar tarafından tektonik olarak üzerlenmişlerdir (Okay ve Şahintürk, 1997; Rice ve ark., 2006, 2009).

Toros kuşağı üzerinde yer alan ofiyolitler batıda Likya napları ile başlamakta doğuda ise Divriği ofiyoliti ile son bulmaktadır. Bu ofiyolitler Likya napları, Antalya, Beyşehir-Hoyran napları, Mersin, Pozantı-Karsantı, Pınarbaşı ve Divriği ile temsil edilirler ve Toros karbonat platformunun kuzey ya da güney kenarına Geç Kretase’ de yerleşmişlerdir (Juteau, 1980). Sözü edilen ofiyolit istifleri tabandan tavana doğru ofiyolitik melanj, metamorfik dilim ve ofiyolit tektonostratigrafisini tüm Toros kuşağı boyunca gösterirler. Toros platformu üzerinde tektonik olarak gözlenen ofiyolitik melanjlar; farklı boyutlarda ofiyolitik kaya blokları, Permien-Kretase yaş aralığında gözlenen kireçtaşı blokları, radyolarit, şeyl, metamorfik kayaç bloklarını içerirler. Ofiyolitli melanj birimi üzerine yine tektonik olarak metamorfik dilim gelmektedir. Bu metamorfik dilim, harzburjitik tektonitlerin hemen altında gözlenirler ve ters metamorfik zonlanma ile üst amfibolit fasiyesinden yeşil şiste kadar değişen bir metamorfizma sunarlar. Metamorfik dilimin üzerine Toros kuşağında iyi korunmuş olan tektonitler ve kümülat kayaçlar gelmektedir. Bu kuşaktaki ofiyolitlerde levha daykları ve volkanikler her yerde gözlenmemekle beraber Antalya, Mersin ve Pozantı-Karsantı ofiyolitlerinde görülürler (Juteau ve ark., 1977; Parlak, 1996; Parlak ve ark., 2001). Yine bu kuşağın en önemli özelliklerinden birisi de, metamorfik dilim ve tektonitlerin bir çok izole diyabaz dayklarınca kesilmiş olmasıdır. Bu dayklar metamorfizma ve deformasyon geçirmemişlerdir. Yapılan jeokimyasal çalışmalar, Toros kuşağı ofiyolitlerinin

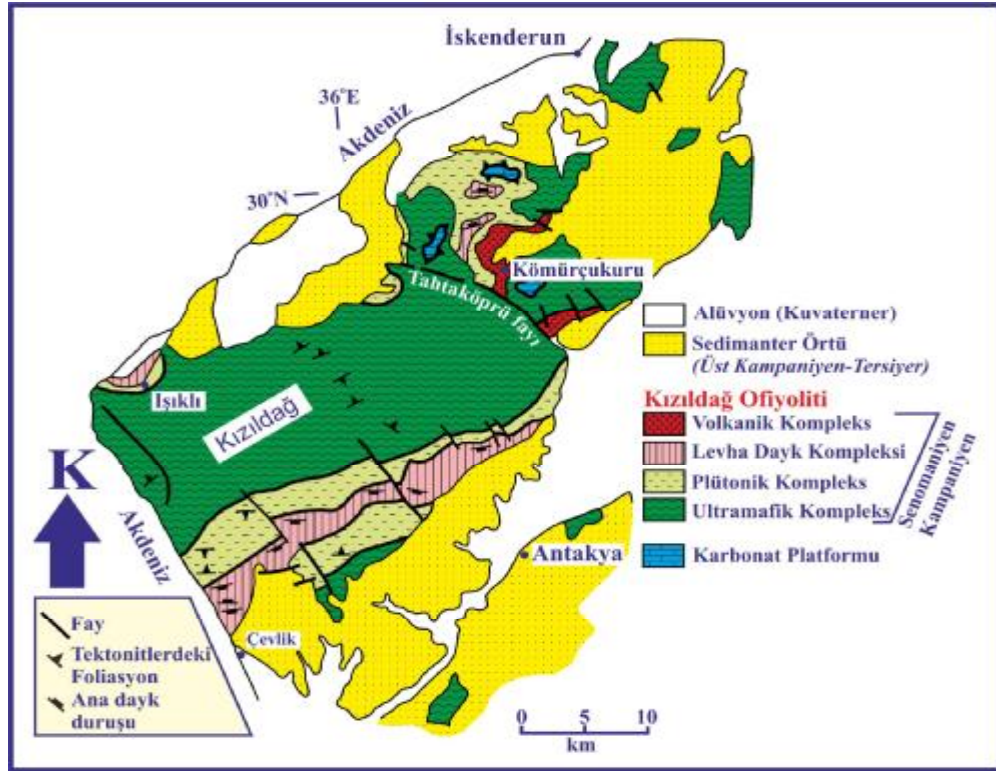
okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştuğunu işaret etmektedir (Collins ve Robertson, 1998; Parlak ve ark., 1996, 2000, 2002, 2006; Andrew ve Robertson, 2002; Vergili ve Parlak, 2005; Çelik ve Delaloye, 2003; Çelik ve Chiaradia, 2008; Çelik, 2007).

Güneydoğu Anadolu’ da kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu Türkiye, Kıbrıs ve Suriye’ yi içine alan kuzey ve güney olmak üzere iki farklı ofiyolit kuşağının olduğu belirtilmektedir (Robertson, 2002; Parlak ve ark., 2009). Güney kuşak, Troodos (Kıbrıs), Baer– Bassit (Suriye), Antalya (Tekirova ve Gödene), Hatay, Amanos ve Koçali ofiyolitleridir. Bu ofiyolitler Geç Kretase’ de Güney Neotetis okyanusunda Bitlis-Pütürge masifi ve Arap platformu arasında oluşmuşlardır. Bölgesel karşılaştırma yapıldığında; Kızıladağ ofiyolitinin Baer-Bassit ve Troodos ofiyoliti ile benzer petrolojik ve jeokimyasal özellikler sunduğu bir çok çalışmada belirtilmektedir. Kızıladağ ve Baer-Bassit ofiyolitlerinin aynı okyanusal litosferin parçası oldukları öne sürülmüştür. Baer-Bassit’ in Mastroihtiye’ de Arap platformuna yerleşen ofiyolit kütesinin güney ucunu, Kızıladağ’ın ise kuzey ucunu temsil ettiğini belirtmektedirler (Robertson, 1986a,b; Al-Riyami ve ark., 2002; Robertson, 2002). Bu iki ofiyolit arasında bir çok benzerlikler bulunmaktadır. Baer-Bassit ofiyoliti oldukça tektonik hareketler neticesinde düzensiz bir yapı sunmasına rağmen tıpkı Kızıladağ ofiyoliti gibi tabandan tavana doğru eksiksiz bir seri sunmaktadır (Robertson, 1986a,b; Al-Riyami ve ark., 2002). Her iki ofiyolitteki plütonik (kümülat) kayaçları da litolojik olarak benzerlik sunmaktadırlar (Bağcı ve ark., 2005, 2008; Al-Riyami ve ark. 2002). Levha dayk kompleksi her iki ofiyolitte de çok iyi gelişmiştir ve volkanik kayaçları oldukça tüketilmiş magma özelliği sunmakta ve ada yayı toleyitleri jeokimyasal özelliği sunmaktadırlar (Al-Riyami ve ark. 2002; Bağcı ve ark., 2008). Kuzeyde yer alan ofiyolit kuşağı, Toros platformu ile Bitlis-Pütürge masifi arasında yer alan ve Berit okyanusu olarak isimlendirilen okyanusal basenden türeyen Göksun, İspendere, Kömürhan, Guleman ve Killan ofiyolitlerini kapsamaktadır (Robertson ve ark., 2012a, b). Bu kuşaktaki ofiyolitler metamorfik Malatya-Keban platformu tarafından tektonik olarak üzerlenmekte ve Geç Kretase yaşlı granitoidler tarafından kesilmektedir (Parlak 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009; Karaoğlu ve ark., 2013). Bu ofiyolitler, Orta Eosen sonunda Eosen yaşlı Maden Grubu üzerine bindirmişlerdir. Bu kuşaktaki ofiyolitler derinlik (kuvarslı diyorit) ve

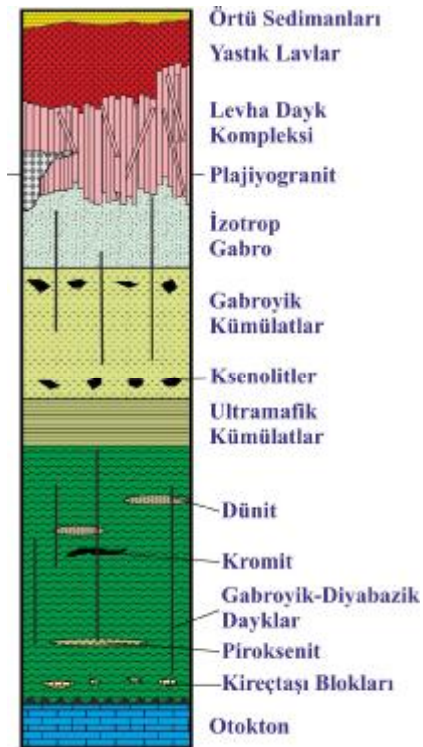
yüzey (bazalt-riyolit) kayaçlarında evrimleşmiş kayaçlar ile temsil edilmektedirler. Ofiyolitler okyanus içi yitimin ileri safhalarında volkanik yay birimleri (Yüksekova Kompleksi) tarafından üzerlenmektedirler (Rızaoğlu ve ark., 2006; Parlak ve ark., 2009; Karaoğlu ve ark., 2013). Yukarıda sıralanan veriler; Göksun, İspendere, Kömürhan ve Guleman ofiyolitlerinin Güney Neotetis okyanusunun kuzey kenarı (Malatya– Keban Platformu) ile ilişkili bir okyanusal basende, Kızıldağ (Hatay), Troodos (Kıbrıs) ve Baer-Bassit ofiyolitlerinin ise Güney Neotetis okyanusunun güney kenarındaki (Arap Platformu) bir okyanusal basende Geç Kretase’ de oluşuklarını işaret etmektedir (Robertson ve ark., 2006, 2007; Parlak ve ark., 2009, 2012).

4.1.2. Kızıldağ Ofiyoliti

Güney Türkiye’ de KD-GB doğrultulu Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti, Suriye sınırında 25 x 45 km boyutlarında, 7 km kalınlığında ve yaklaşık 950 km²’ lik bir alana yayılan bir okyanusal litosfer kalıntısıdır (Tinkler ve ark., 1981; Selçuk, 1981; Tekeli ve ark., 1983). Kızıldağ ofiyoliti Arap platformunun Erken Kretase yaşlı (Albiyen-Aptiyen) çökelleri üzerine tektonik dokanakla gelmektedir. Ofiyoliti üzerleyen en yaşlı transgresif birim Mاستrihtiyen yaşlı konglomera, kumtaşı, neritik ve pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Selçuk, 1981). Bu nedenle Kızıldağ ofiyolitinin Arap platformuna yerleşme yaşı Geç Kretase (Mاستrihtiyen öncesi)’ dir. Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti Güney Türkiye’ de en iyi korunmuş ofiyolitik masiflerden birisi olup tabandan tavana doğru tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları, volkanikler ve örtü sedimanlarından oluşan tam bir ofiyolit istifi sunmaktadır (Şekil 4. 3. ve 4. 4).



Şekil 4.3. Kızıldağ ofiyoliti haritası



Şekil 4.4. Kızıldağ ofiyoliti dikme kesiti (Selçuk, 1981; Erendil, 1984; Bağcı, 2004).

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin yaklaşık % 70' ni oluşturan tektonitler (Selçuk, 1985) topografik olarak yüksek kesimlerde masifin orta bölümlerinde daha çok izlenmektedir. Selçuk (1985) tektonitlerin kalınlığının 3000 m' den fazla olduğunu ileri sürmüştür. Tektonitleri kalınlıkları birkaç cm' den 25-30 cm kadar değişen piroksenit, pegmatitik gabro ve rodenjitleşmiş diyabaz daykları kesmektedir. Manto tektonitleri genel olarak harzburjit ve daha az oranda dunit, lerzolit, verlit ve serpantinitten oluşmaktadır (Bağcı, 2004).

Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti içinde okyanusal kabuğun en alt seviyesini oluşturan ultramafik ve mafik kümülatlar Kızıldağ masifinin güney kanadında yer almaktadır. Kümülatlar masif içinde yaklaşık 100 km² lik bir alanda yayılım gösterirler ve kompleksin % 14' nü oluşturalar (Selçuk, 1985). Güneybatıdan kuzeydoğuya doğru giderek incelen bir zon şeklinde gözlenen kümülatlar tabanda tektonitlerin üzerine tektonik olarak gelmekte, üst seviyelerinde ise izotrop gabrolarla geçişli bir dokanak sunmaktadırlar. Ultramafik ve mafik kümülat kayaçların en iyi mostra verdikleri bölgeler Karaçay Vadisi, Çevlik, Aydınli ve Üçgedik bölgeleridir (Bağcı, 2004). Sünümlü deformasyona maruz kalmış, başlıca verlit, dunit, olivinli gabro, olivinli gabronorit ve gabrodan oluşan bu kayaçlar magmatik bantlaşma-laminalanma, çapraz-dereceli tabakalanma, izoklinal kıvrımlanma ve akma yapısı gibi sünümlü deformasyon yapıları sunarlar. Bu yapılar aynı zamanda magma odası dinamiklerini de yansıtmaktadır. Kümülat kayaçları kalınlıkları 2-60 cm arasında değişen ve ada yayı toleyitleri ile boninitik magma özellikleri sunan diyabaz dayklar ve pegmatitik gabrolar tarafından kesilmektedirler (Bağcı ve diğ., 2008). Bağcı (2004) ve Bağcı ve ark. (2005) Karaçay, Çevlik, Aydınli ve Üçgedik bölgelerinde ölçtüğü detaylı stratigrafik kesitlerde kümülat kayaçların 165-700 metre arasında değişen bir kalınlığa sahip olduğu saptamıştır. Ultramafik ve mafik kümülat kayaçlarının dunit, verlit, olivinli gabro, olivinli gabronorit ve gabro türü kayaçlardan oluştuğu tespit edilmiştir (Bağcı, 2004).

Plütonik bölümün en üst kesimini oluşturan kalınlığı yaklaşık 2000 m olan (Yazgan ve ark., 1994) izotrop gabrolar, kümülat kayaçlarının üzerine gelmekte ve kümülatlarla geçişli bir dokanak ilişkisi sunmaktadırlar. Üstteki levha dayk kompleksi ile olan dokanağı ise daha belirgin olup levha dayk kompleksi yer yer

izotrop gabrolar içerisinde sokulum yapmaktadır. İzotrop gabrolar da levha dayk kompleksi içinde mercekler şeklinde gözlenmektedir (Selçuk, 1981; Bağcı, 2004, 2005). İzotrop gabrolar gabro, diyorit ve kuvarslı diyoritlerle temsil edilmektedirler (Bağcı, 2004).

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin % 10' nu oluşturan yaklaşık 70 km²'lik bir alanda yayılım sunan levha dayk kompleksi (Selçuk, 1985) tabanda izotrop gabrolarla olan dokanağında tekil dayklar şeklinde gözlenmekte, daha üst seviyelerde ise birbiri içine girmiş sayısız dayklar halinde izlenmektedir. Daykların kalınlıkları birkaç cm' den 2 m' ye kadar değişim gösterir. İyi gelişmiş levha daykları Çevlik sahilinde yüzeylenmektedir. Levha dayk kompleksi yaklaşık 1500 m kalınlıkta olan birim volkaniklerin aşınmış olduğu durumlarda, kuzeyde Üst Maastrihtiyen, güneyde de Miyosen yaşlı (Selçuk, 1981) çökellerle örtülüdür. Kompleksteki daykların genel doğrultusu D-B yönündedir. Eğimler ise genel olarak güneydir. Levha dayk kompleksi genel olarak diyabaz ve kuvarslı mikrodioritler ile temsil edilirler (Bağcı, 2004). Plajiyogranitler levha dayk kompleksi içinde değişik seviyelerde gözlenmektedir. Çalışma alanında özellikle Çevlik' in sahil kısmında Güvercin Kayası Burnunda çok net bir şekilde gözlenirler. Ayrıca Karaçay vadisinde de plajiyogranitler izotrop gabrolar içinde gözlenmektedir. Plajiyogranitlerin kalınlıkları 20-30 cm arasında değişmektedir.

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin en üst seviyesini oluşturan volkanik kompleks yastık lavlar ve volkanosedimanter kayalardan oluşmaktadır. Kızıldağın kuzeydoğusunda Kömürçukuru ve Tahta köprü bölgesinde yüzeylenmektedir. Yastık lavların diğer birimler ile olan dokanağı ise tektonik olarak gözlenmekte, üst kesimleri ise Üst Maastrihtiyen transgresif çökelleri ile örtülüdür (Çoğulu, 1975; Selçuk, 1981). Volkanik kompleksin en iyi yüzeylenmeleri Kömürçukuru Köyü çevresinde gözlenmektedir. Metalik sedimanlar (umber) lavlar ile ara tabakalı, tabanda manganez cevherleşmeleri nedeniyle kırmızımsı renkte, üst seviyelerde ise daha silisik bir yapı sunmaktadır (Robertson, 1986). Volkaniklerin ikinci mostrası Antakya-Altınözü yolu üzerinde Habib Neccar Dağı (Mt. Silpius) yakınlarında bulunmaktadır. Bu yastık lavlar ilk kez Dubertret (1953) tarafından sakalavit olarak tanımlanmıştır. Birkaç cm' den 20 cm' e kadar değişen boyutlarda yumurta şekilli

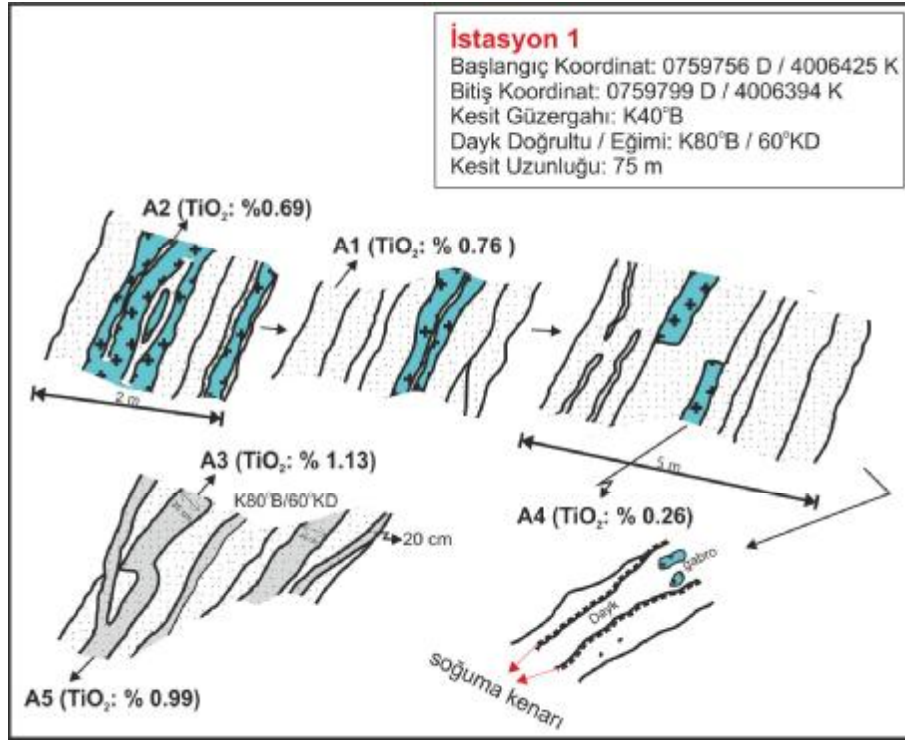
küçük yastıklar (nodüller) hyaloklastitler içinde bulunmaktadır (Bağcı ve ark., 2008).

4.2. Levha Dayklarında Arazi Çalışmaları

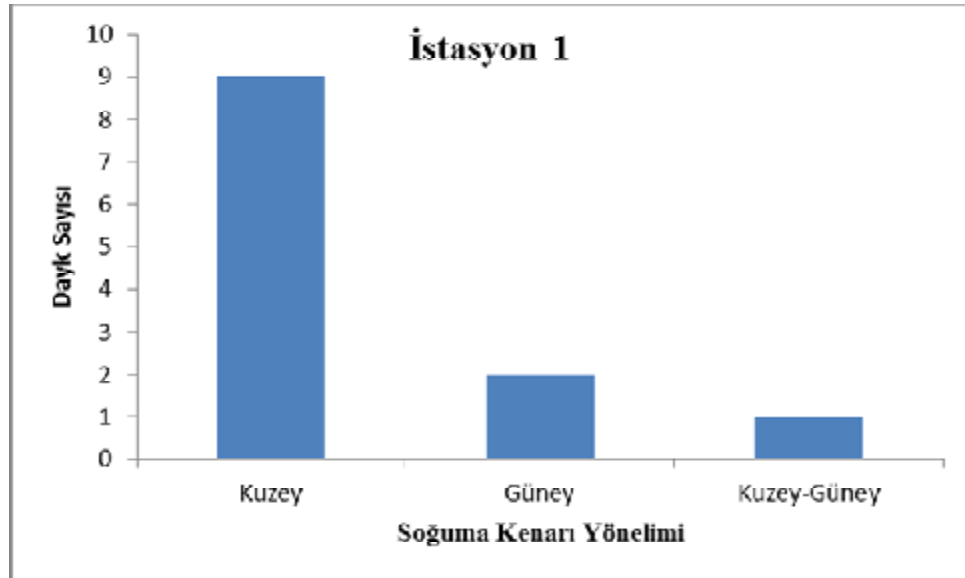
Kızıldağ ofiyolitinin önemli bir stratigrafik bileşeni olan levha dayk kompleksi tabanda izotrop gabrolar ile geçişli bir özellik sunmakta olup, Çevlik-Samandağ (Hatay) bölgesinde Akdeniz sahili boyunca çok iyi yüzlekler sunmaktadırlar. Levha dayk kompleksine ait kayaçların iç yapıları, kalınlıkları, birbirleriyle olan ilişkileri ve soğuma kenarı özelliklerinin ortaya konması amacıyla detaylı arazi çalışmaları yapılmıştır. Bu kapsamda arazide 12 ayrı istasyonda çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmaların detayları aşağıda sırayla verilecektir.

4.2.1. İstasyon 1

Bu lokasyonda levha dayk kompleksinin tabanı görülmektedir. Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.5.' de verilmektedir. Levha dayklar arasında gabro mercekleri sıklıkla görülmektedir (Şekil 4.5., Şekil 4.8 ve Şekil 4.10). Lokasyonda ölçülen 12 adet daykın kalınlıkları oldukça değişken olup, 1.5 cm ile 70 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.61). Lokasyona ait dayklarda soğuma kenarları oldukça iyi görülmektedir (Şekil 4.8 ve Şekil 4.9). Yapılan 12 adet soğuma kenarları gözleminde; bunların 9 adedinin kuzey, 2 adedinin güney ve 1 adedinin ise kuzey-güney yönlü olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.6). Ayrıca daykların kesme-kesilme ilişkileri baz alındığında A1, A2 ve A3 nolu örneklerin üç farklı dayk gelişimi örneği sergiledikleri ve aynı zamanda TiO_2 içeriği bakımından da farklılıklar sundukları görülmektedir (Şekil 4.5. ve Şekil 4.11). İstasyonun genel görünümü Şekil 4.7' de görülmektedir.



Şekil 4.5. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 1’ de gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktalı ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir).



Şekil 4.6. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği (Soğuma kenarları daha çok kuzey yönlüdür)



şekil 4.7. İstasyon 1 ‘ in genel görünümü



şekil 4.8. Gabro mercikleri ve soğuma kenarı gösteren daykın yakından görünümü



Şekil 4.9. İstasyon 1’ de gözlenen kuzey yönlü sğuma kenarı örneği.....



Şekil 4.10 Gabro merceklerini içine alan ince dayk gelişimleri



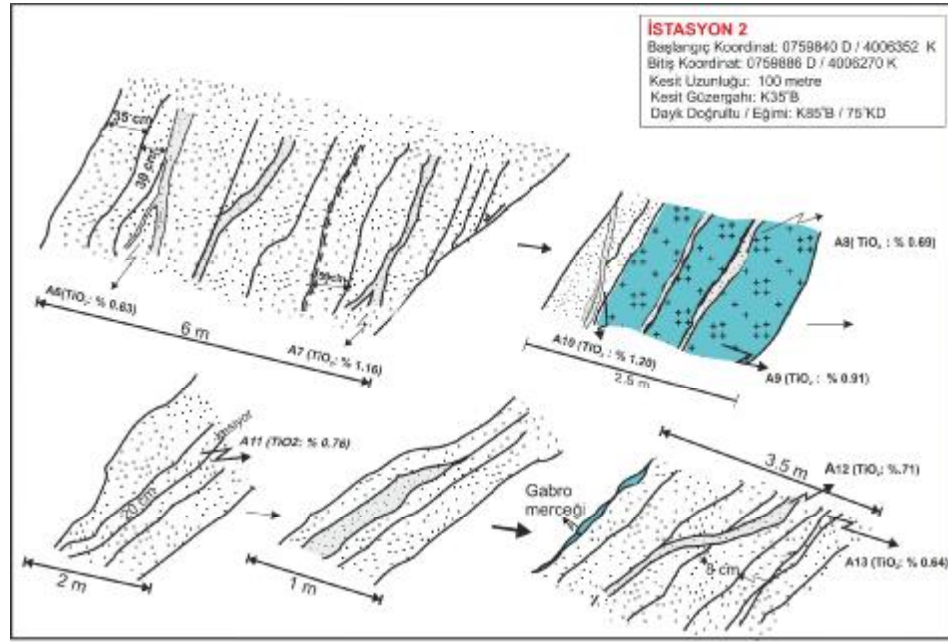
Şekil 4.11. Farklı renkte dayk gelişimi

4.2.2. İstasyon 2

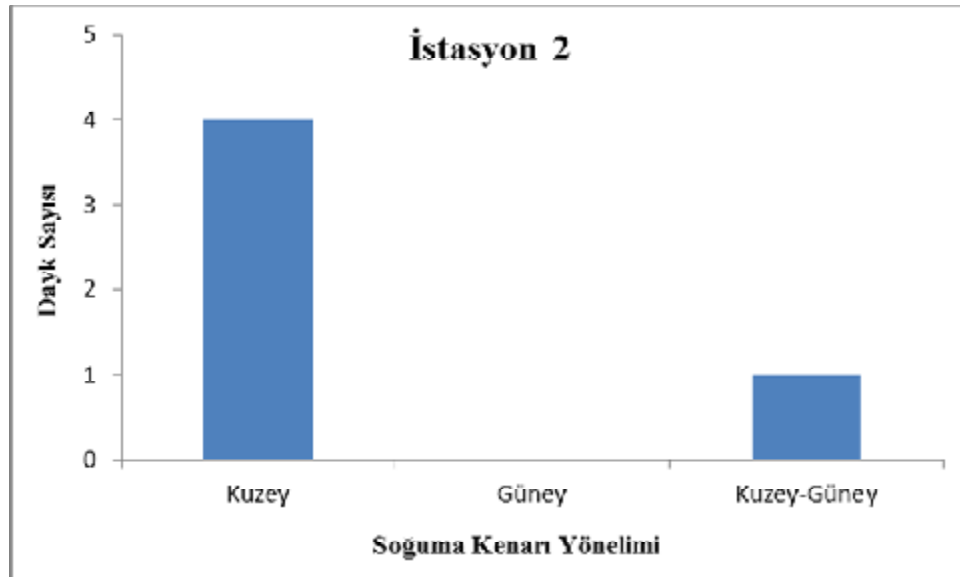
Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.12. ' de verilmektedir. Levha dayklar arasında gabro merceği ya da dayklara paralel şekilde gabroyik kayaçlar düzlemsel yapılarda görülmektedir (Şekil 4.12). Lokasyonda ölçülen 11 adet daykın kalınlıkları oldukça değişkenlik sunmakta olup, 3 cm ile 43 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.61).

Lokasyona ait dayklarda soğuma kenarları görülebilmektedir (Şekil 4.16). Yapılan 5 adet soğuma kenarları gözleminde; bunların 4 adedinin kuzey ve 1 adedinin kuzey-güney yönlü olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.13). Ayrıca daykların

kesme-kesilme ilişkileri baz alındığında örneklerin en az iki farklı dayk gelişimi örneği sergiledikleri ve aynı zamanda TiO_2 içeriği bakımından da farklılıklar sundukları görülmektedir (Şekil 4.12., Şekil 4.14 ve Şekil 4.15).



Şekil 4.12. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 2’ de gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktali ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir).



Şekil 4.13. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği (Soğuma kenarları daha çok kuzey yönlüdür)



şekil 4.14. İstasyon 2 ‘ de gözlenen kan ve ince dayklar



şekil 4.15. Daykların kesme kesilme ilişkileri

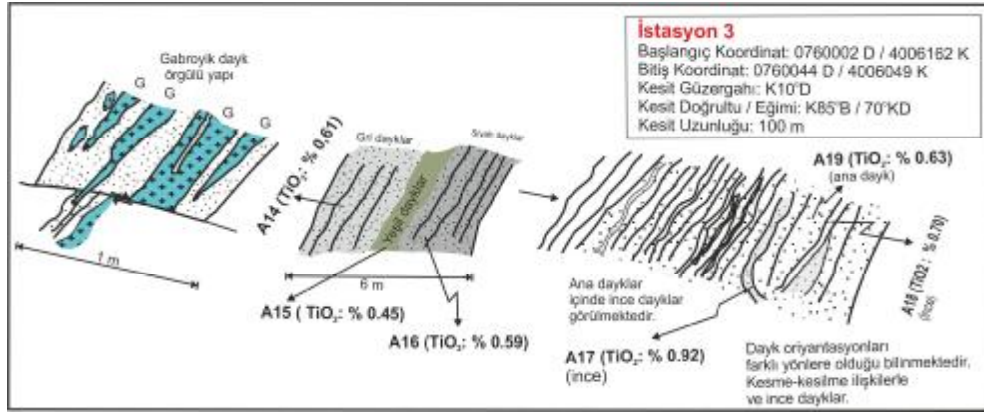


Şekil 4.16. İstasyon 2' in gözlenen soğuma kenarının yakından görünümü.

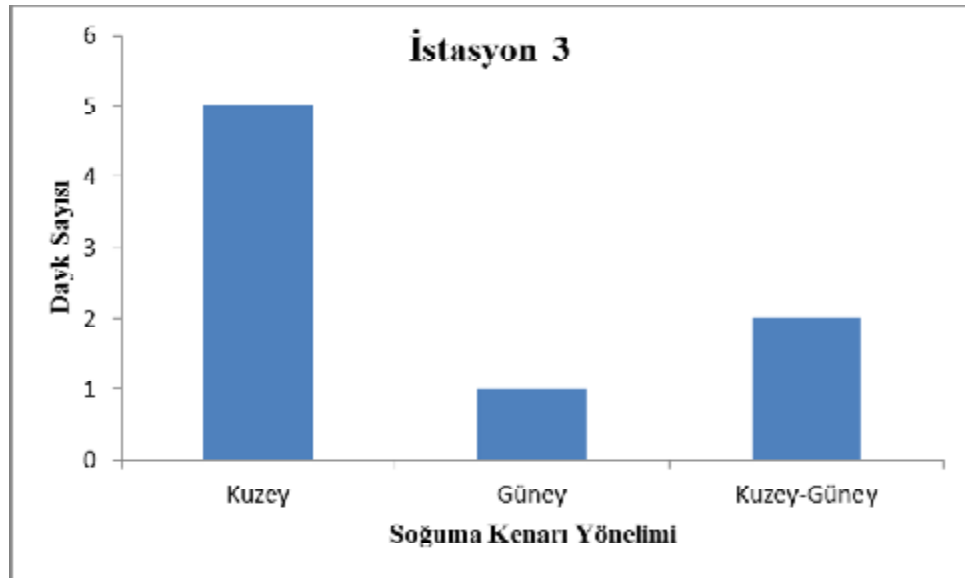
4.2.3. İstasyon 3

Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.17 ' de verilmektedir. Levha dayklar arasında gabro mercekleri ve dayklara paralel şekilde gözlenen gabroyik kayaçlar saç örgüsü yapısına benzer özellikler sunmaktadırlar (Şekil 4.17 ve Şekil 4.21). Bu lokasyonda kalın olan ana dayk sistemi içerisinde ince daykların varlığı oldukça yoğundur (Şekil 4.17. ve Şekil 4.19). Ayrıca bu lokasyonda dayklar arasında renk tonu farklılıkları da gözlenmektedir. Lokasyonda ölçülen 8 adet daykın kalınlıkları 20 cm ile 70 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.61) Lokasyona ait dayklarda soğuma kenarları görülebilmektedir (Şekil 4.20). Yapılan 8 adet soğuma kenarları gözleminde; bunların 5 adedinin kuzey, 1 adedinin güney ve 2 adedinin kuzey-güney yönlü olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.18. ve Şekil 4.20). Ayrıca daykların kesme-kesilme ilişkileri baz alındığında örneklerin iki farklı dayk gelişimi örneği sergiledikleri ve

aynı zamanda TiO_2 içeriği bakımından da farklılıklar sundukları görülmektedir (Şekil 4.17 ve Şekil 4.19).



Şekil 4.17. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 3' te gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktali ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir).



Şekil 4.18. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği (Soğuma kenarları daha çok kuzey yönü göstermektedir)



şekil 4.19. İstasyon 3' ün genel görünümü



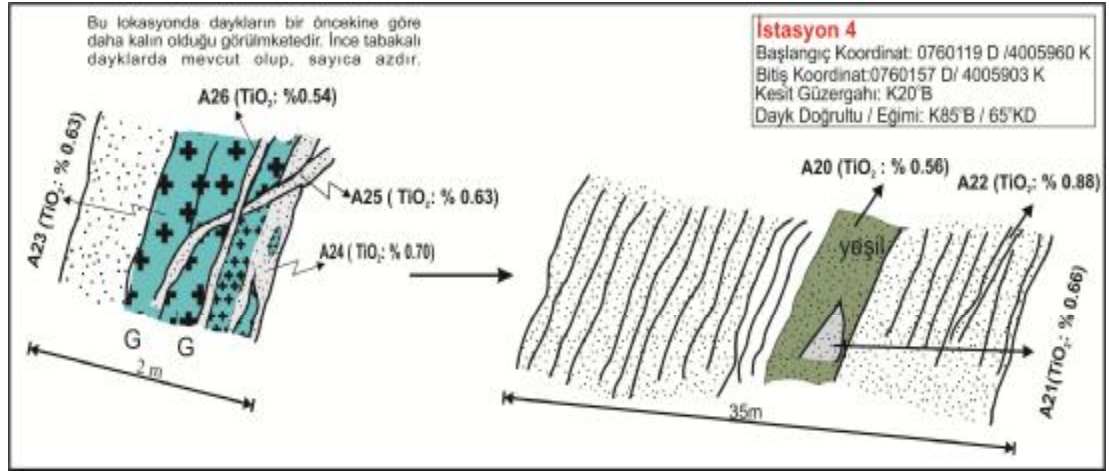
şekil 4.20. Dayklar arasındaki gabro mercikleri ve soğuma kenarlarının görünümü



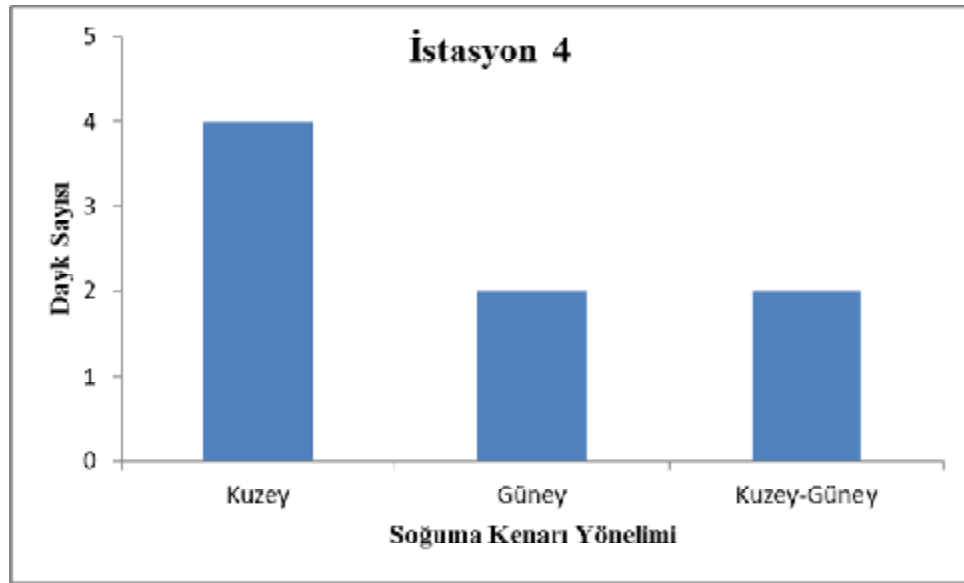
Şekil 4.21. Gabro merceği ve örgülü yapı

4.2.4. İstasyon 4

Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.22’ de verilmektedir. İstasyonun genel görünümü Şekil 4.7’ de görülmektedir (Şekil 4.24). Levha daykları arasında gabro mercekler gözlenmektedir (Şekil 4.22). Bu lokasyondaki dayklar bir öncekine nazaran daha kalın olmalarına rağmen, ölçülen 8 adet daykın kalınlıkları 2 cm ile 70 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.61) Yine bu lokasyonda da dayklar arasında renk tonu farklılıkları da gözlenmektedir (Şekil 4.25). Lokasyona ait dayklarda soğuma kenarları görülebilmektedir (Şekil 4.25). Yapılan 8 adet soğuma kenarları gözleminde; bunların 4 adedinin kuzey, 2 adedinin güney ve 2 adedinin kuzey-güney yönlü olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.23). Ayrıca daykların kesme-kesilme ilişkileri baz alındığında örneklerin üç farklı dayk gelişimi örneği sergiledikleri ve aynı zamanda TiO_2 içeriği bakımından da farklılıklar sundukları görülmektedir (Şekil 4.22 ve Şekil 4.26).



Şekil 4.22. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 4' te gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktalı ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir).



Şekil 4.23. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği (Soğuma kenarları daha çok kuzey yönlüdür)



şekil 4.24. İstasyon 4' ün genel görünümü



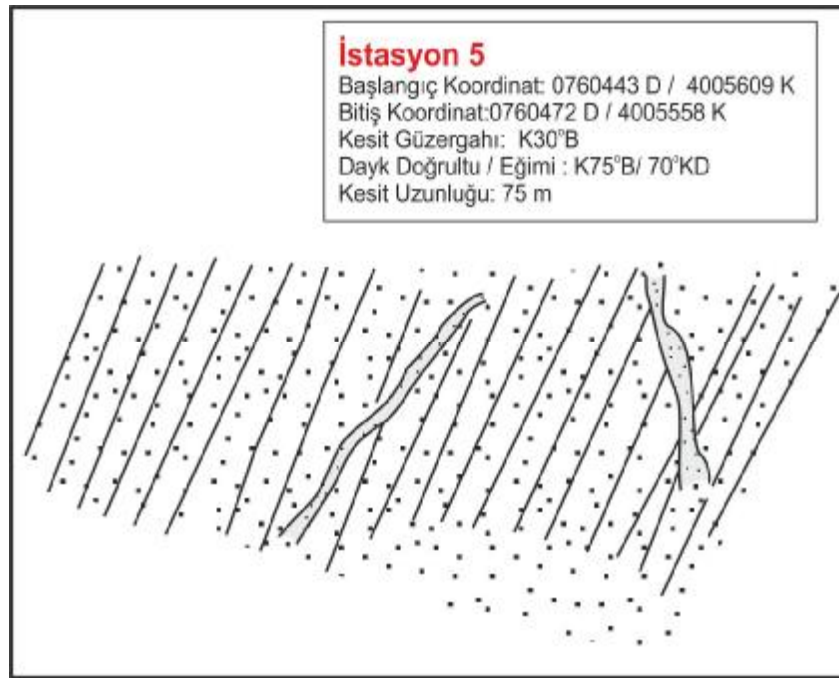
şekil 4.25. Dayklar arasındaki kesme-kesilme ilişkileri



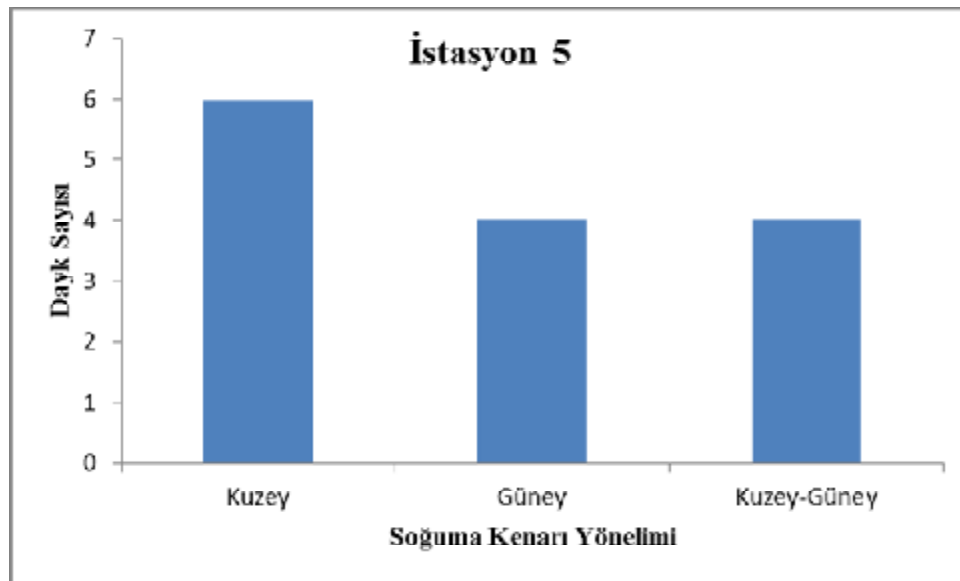
Şekil 4.26. Farklı renkte dayk gelişimi

4.2.5. İstasyon 5

Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.27.' de verilmektedir. Levha dayklar arasında gabro mercekler gözlenmemektedir (Şekil 4.27 ve Şekil 4.29). Bu lokasyondaki dayklar oldukça tekdüze ve homojen bir yapı sunmaktadırlar (Şekil 4.30). Ölçülen 30 adet daykın kalınlıkları 0.5 cm ile 70 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.61) Lokasyona ait dayklarda soğuma kenarları görülebilmektedir (Şekil 4.29). Yapılan 14 adet soğuma kenarları gözleminde; bunların 6 adedinin kuzey, 4 adedinin güney ve 4 adedinin kuzey-güney yönlü olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.28 ve Şekil 4.29). Ayrıca daykların kesme-kesilme ilişkileri baz alındığında örneklerin iki farklı dayk gelişimi örneği sergiledikleri görülmektedir (Şekil 4.27. ve Şekil 4.29).



Şekil 4.27. Levha dayklarının İstasyon 5' te gözlenen arazi ilişkileri



Şekil 4.28. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği (Soğuma kenarları daha çok kuzey yönlüdür)



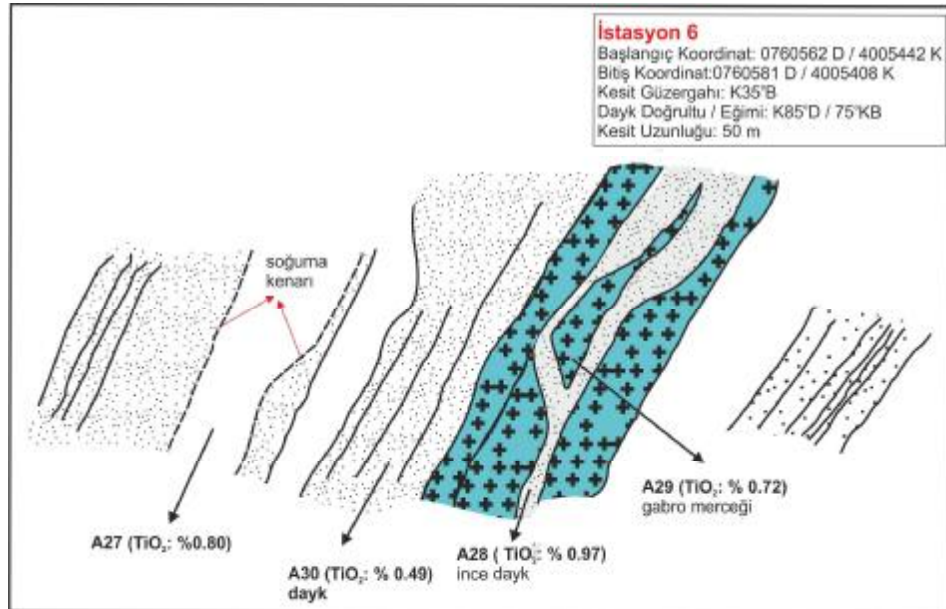
şekil 4.29. İstasyon 5' in genel görünümü



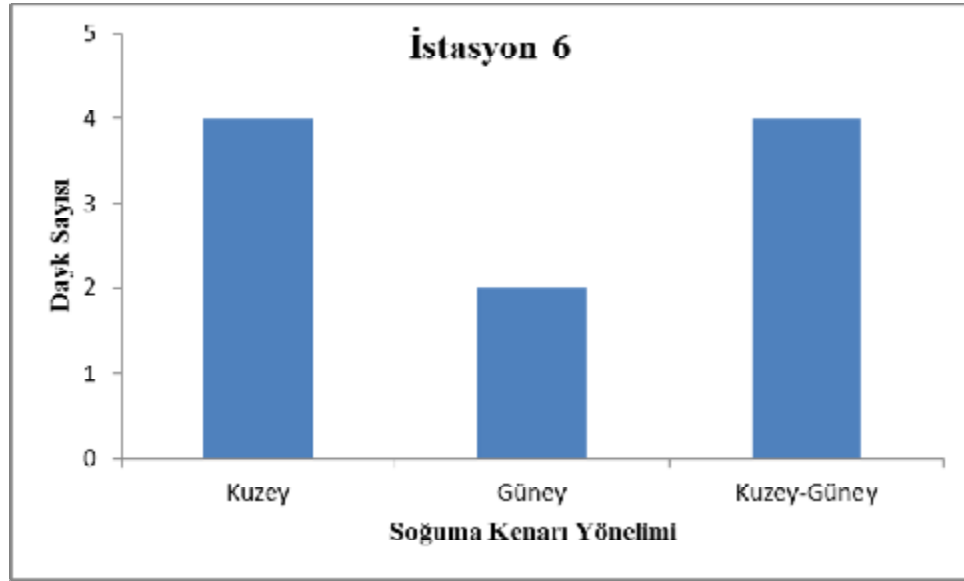
şekil 4.30. İstasyon 5 ' te gözlenen homojen yapsunan dayklar

4.2.6. İstasyon 6

Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.31.' de verilmektedir. Levha dayklar arasında az oranda merceksel ve daha çok oranda düzlemsel yapıda gabrolar gözlenmektedir (Şekil 4.31). Bu lokasyondaki dayklar genel olarak kalın olup, yer yer ince dayklar tarafından kesilmektedir (Şekil 4.35). Lokasyonda ölçülen 32 adet daykın kalınlıkları 2 cm ile 100 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.61) Lokasyona ait dayklarda soğuma kenarları görülebilmektedir (Şekil 4.33). Yapılan 10 adet soğuma kenarları gözleminde; bunların 4 adedinin kuzey, 2 adedinin güney ve 4 adedinin kuzey-güney yönlü olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.32 ve Şekil 4.33). Ayrıca daykların kesme-kesilme ilişkileri baz alındığında örneklerin iki farklı dayk gelişimi örneği sergiledikleri ve aynı zamanda TiO_2 içeriği bakımından da farklılıklar sundukları görülmektedir (Şekil 4.31 ve Şekil 4.34).



Şekil 4.31. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 6' te gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktalı ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir).



şekil 4.32. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiğı.



şekil 4.33. İstasyon 6' da gözlenen sğuma kenarı görünümü



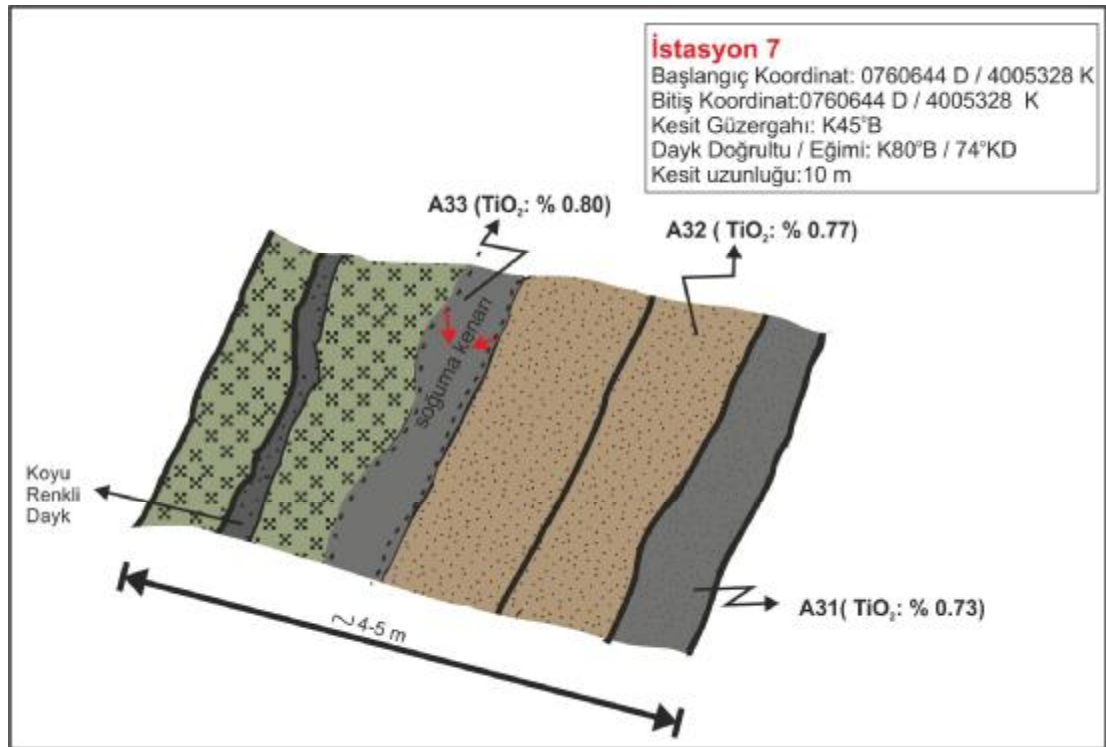
şekil 4.34. İstasyon 6’ da gözlenen farklıdayk gelişimleri



şekil 4.35. İstasyon 6’ daki ~~kah~~ dayklar arasında ince dayk gelişimi

4.2.7. İstasyon 7

Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.36' de verilmektedir. Levha dayklar arasında gabro mercekler gözlenmemektedir (Şekil 4.36 ve Şekil 4.37). Bu lokasyondaki dayklar oldukça tekdüze ve homojen bir yapı sunmakla birlikte renk tonu farklılıkları içermektedirler. Ölçülen 4 adet daykın kalınlıkları 35 cm ile 70 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.61) Lokasyona ait dayklarda soğuma kenarları görülememiştir. Ayrıca daykların kesme-kesilme ilişkileri ve kalınlıkları baz alındığında örneklerin iki farklı dayk gelişimi örneği sergiledikleri söylenebilir (Şekil 4.36 ve Şekil 4.37).



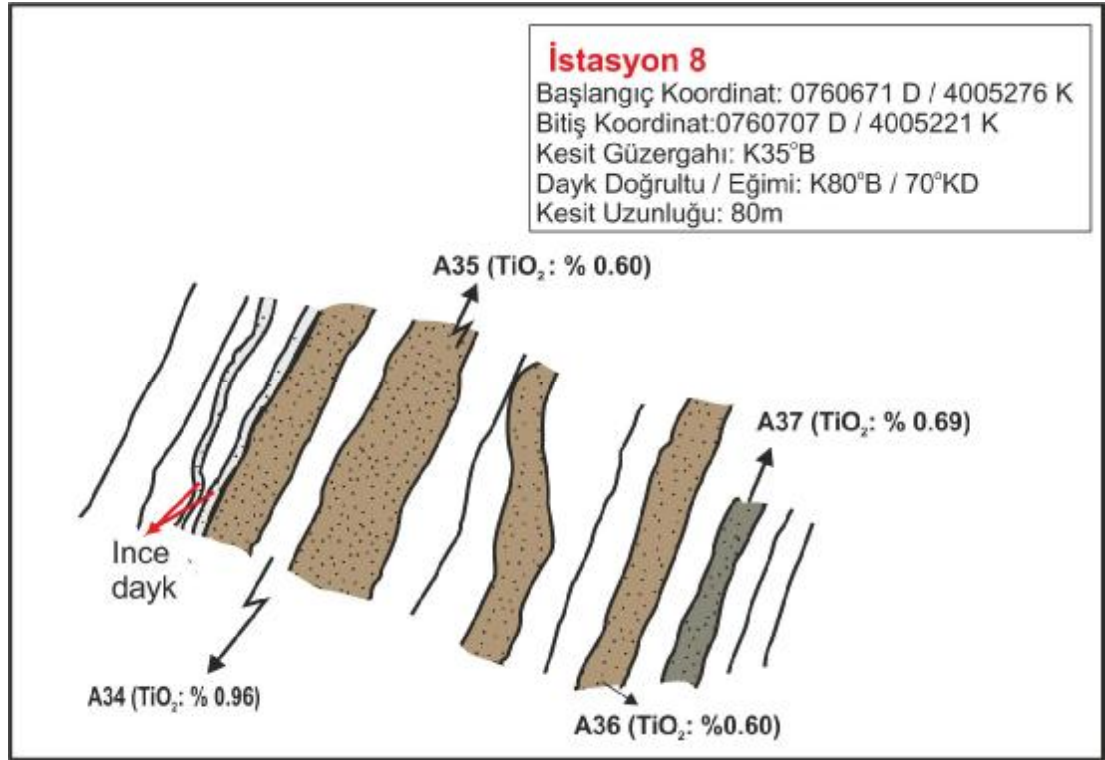
Şekil.4.36. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 7' te gözlenen arazi ilişkileri



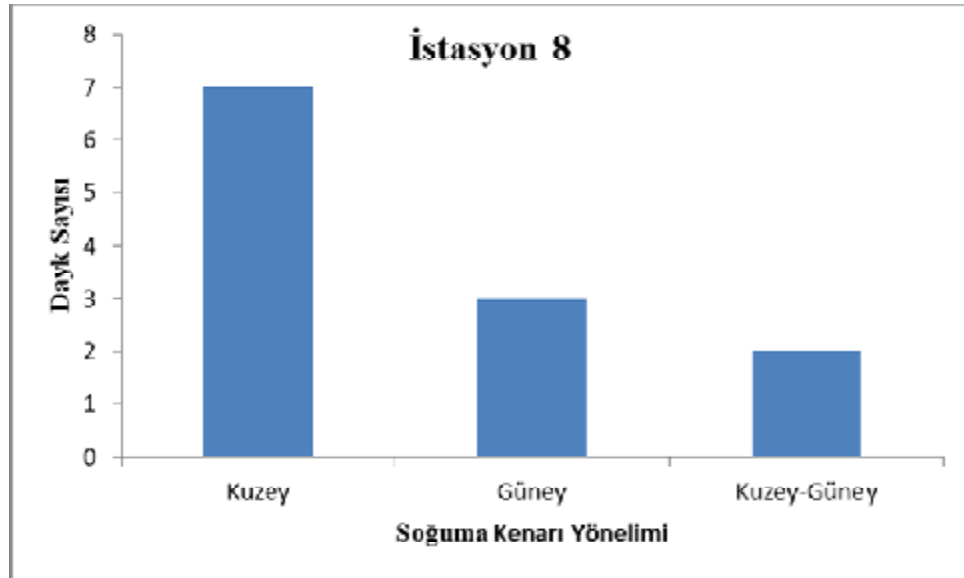
Şekil 4.37. İstasyon 7' nin genel görünümü

4.2.8. İstasyon 8

Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.38 ' de verilmektedir. Levha daykları arasında merceksel gabrolar gözlenmemektedir (Şekil 4.38). Bu lokasyondaki dayklar genel olarak başlangıçta kalın olup, yer yer ince dayklar tarafından kesilmektedir (Şekil 4.40). Lokasyonda ölçülen 35 adet daykın kalınlıkları 3 cm ile 90 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.61) Lokasyona ait dayklarda soğuma kenarları görülebilmektedir (Şekil 4.42). Yapılan 12 adet soğuma kenarları gözleminde; bunların 7 adedinin kuzey, 3 adedinin güney ve 2 adedinin kuzey-güney yönlü olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.39 ve Şekil 4.42). Ayrıca daykların kesme-kesilme ilişkileri baz alındığında örneklerin iki farklı dayk gelişimi örneği sergiledikleri ve aynı zamanda TiO_2 içeriği bakımından da farklılıklar sundukları görülmektedir (Şekil 4.38 ve Şekil 4.41).



Şekil 4.38. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 8’ de gözlenen arazi ilişkileri



Şekil 4.39. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği (Soğuma kenarları daha çok kuzey yönlüdür)



şekil 4.40. İstasyon 8' in genel görünümü



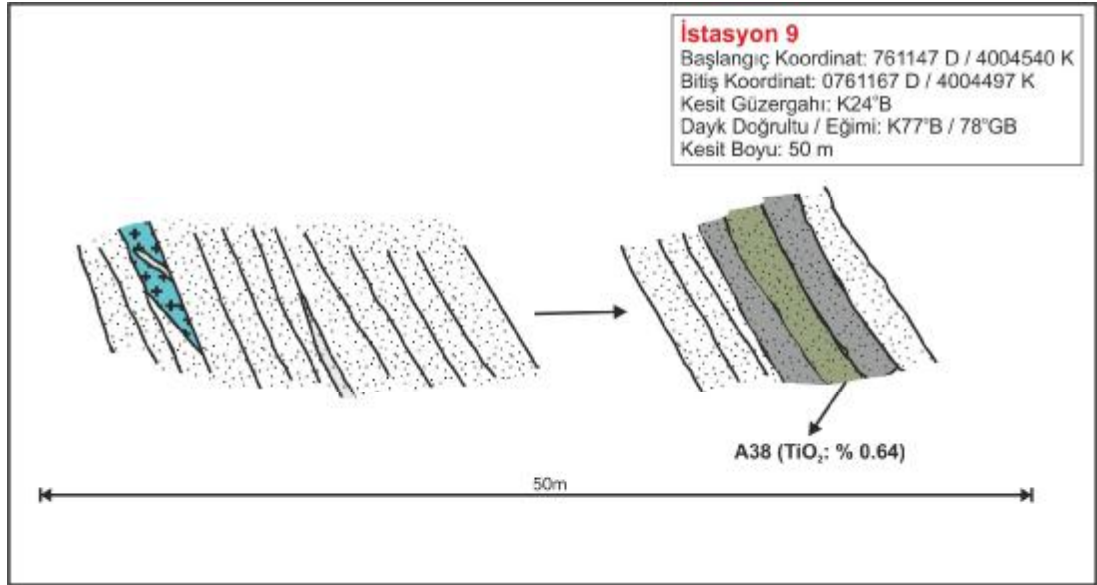
şekil 4.41. İstasyon 8' deki farklı dayk gelişimleri



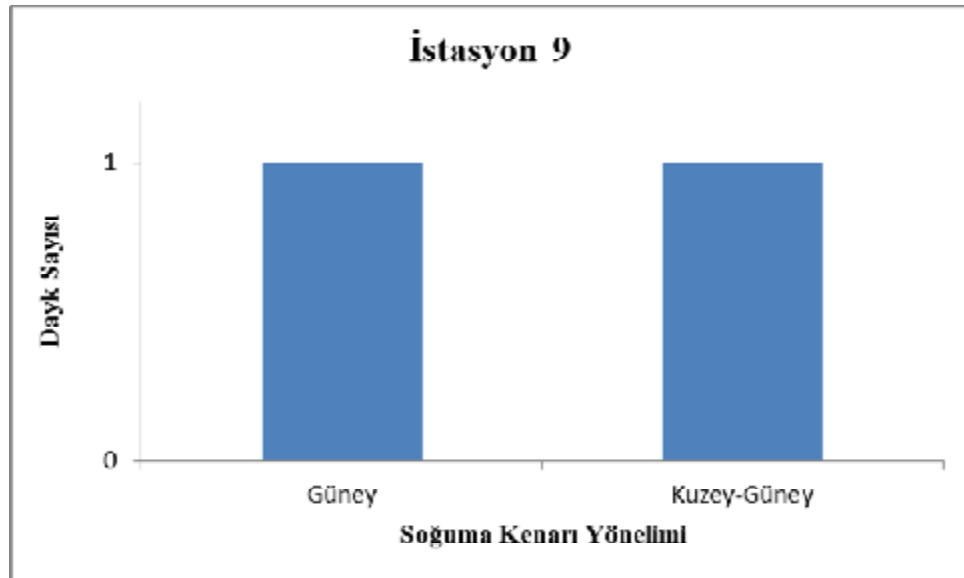
Şekil 4.42. Kuzey yönlü soğuma kenarı

4.2.9. İstasyon 9

Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.43 ' de verilmektedir. Levha dayklamının eğim yönlerinde değişim gözlenmektedir. Levha daykları arasında merceksel gabrolar gözlenmektedir (Şekil 4.43 ve Şekil 4.45). Bu lokasyondaki dayklar genel olarak tekdüze olup, yer yer ince dayklar tarafından kesilmektedir (Şekil 4.46). Lokasyonda ölçülen 9 adet daykın kalınlıkları 3 cm ile 50 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.61) Lokasyona ait dayklarda az miktarda soğuma kenarları ve renk tonu farkı görülebilmektedir (Şekil 4.47). Yapılan 2 adet soğuma kenarları gözleminde; bunların 1 adedinin güney ve 1 adedinin kuzey-güney yönlü olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.44). Ayrıca daykların kesme-kesilme ilişkileri baz alındığında örneklerin iki farklı dayk gelişimi örneği sergiledikleri görülmektedir (Şekil 4.43 ve Şekil 4.46).



Şekil 4.43. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 9’ da gözlenen arazi ilişkileri (Mavi alanlar gabro, noktalı ve gri alanlar levha dayklarını göstermektedir).



Şekil 4.44. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği



Şekil 4.45. İstasyon 9' un genel görünümü



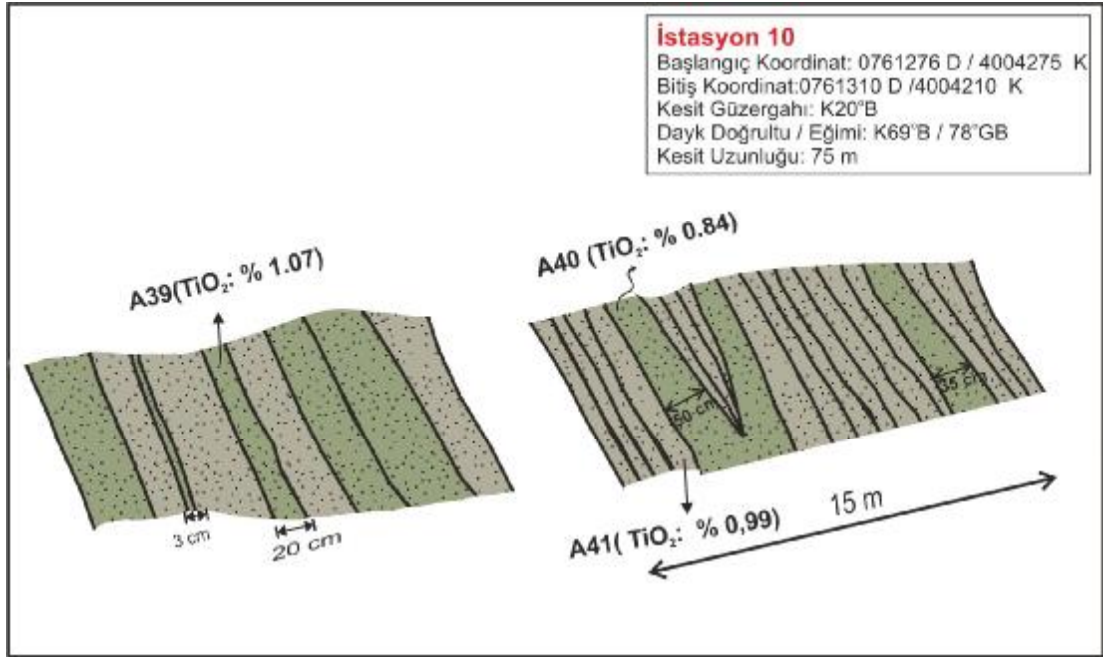
Şekil 4.46. Farklı kökenleri daykların İstasyon 9' daki görünümü



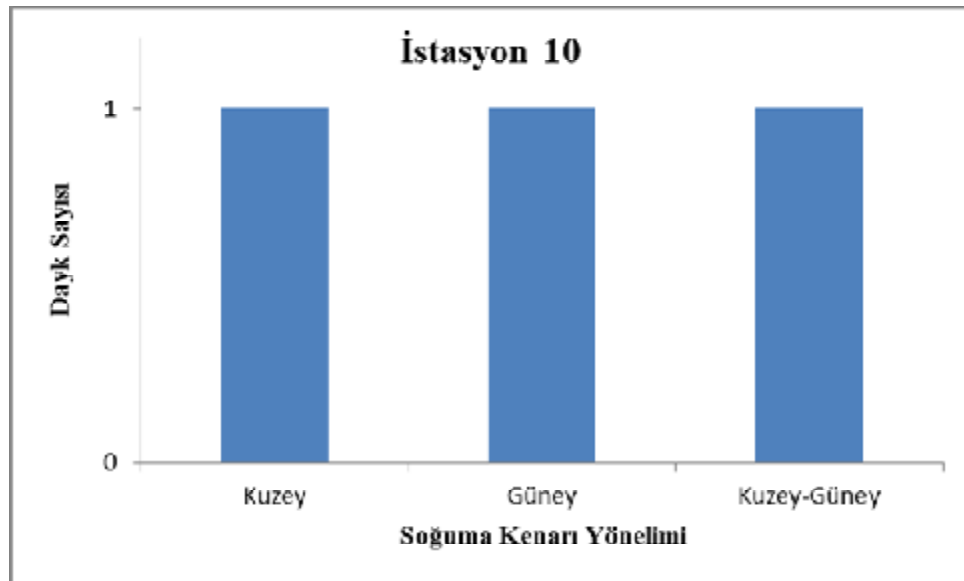
Şekil 4.47. Gabro merceği ve solcan tipi dayk gelişimi ve soğuma kenarı görünümü

4.2.10. İstasyon 10

Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.48’ da verilmektedir. Levha daykları arasında merkeksel gabrolar gözlenmektedir (Şekil 4.48). Bu lokasyondaki dayklar genel olarak kalın bir yapıdadır (Şekil 4.50). Lokasyonda ölçülen 21 adet daykın kalınlıkları 3 cm ile 60 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.61) Lokasyona ait dayklarda az miktarda soğuma kenarları gözlenmektedir. Yapılan 3 adet soğuma kenarları gözleminde; bunların 1 adedinin kuzey, 1 adedinin güney ve 1 adedinin kuzey-güney yönlü olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.49). Dayklarda renk tonu farkı da görülmektedir (Şekil 4.51). Dayklarda alterasyon dikkat çekici derecede olup, genellikle epidotlaşma ile kendini göstermektedir. Ayrıca daykların kesme-kesilme ilişkileri baz alındığında örneklerin iki farklı dayk gelişimi örneği sergiledikleri görülmektedir (Şekil 4.48 ve Şekil 4.50).



Şekil 4.48. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 10' da gözlenen arazi ilişkileri



Şekil 4.49. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiği



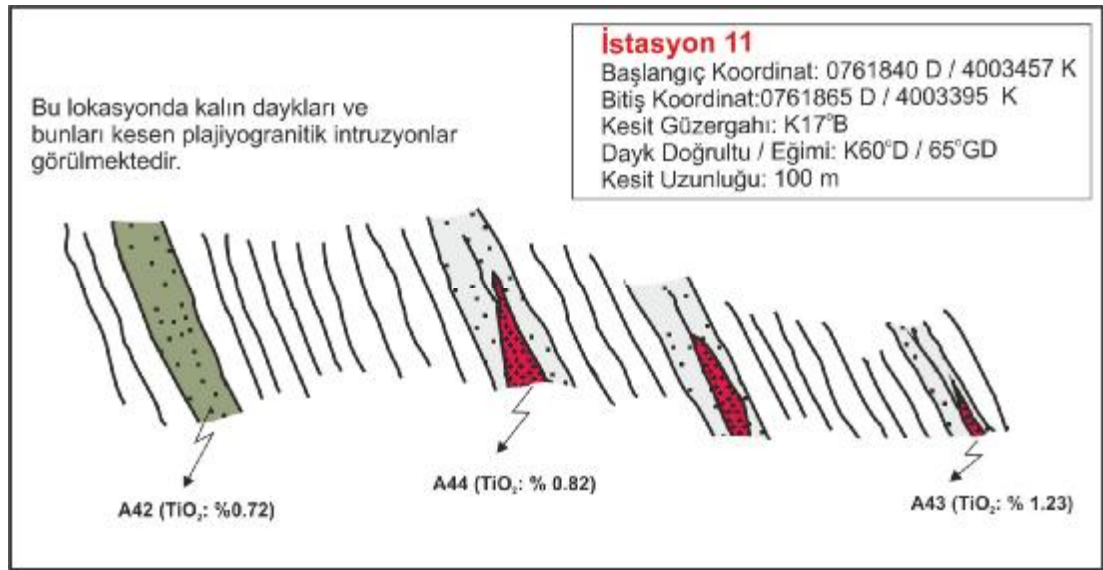
şekil 4.50. İstasyon 10' un genel görünümü



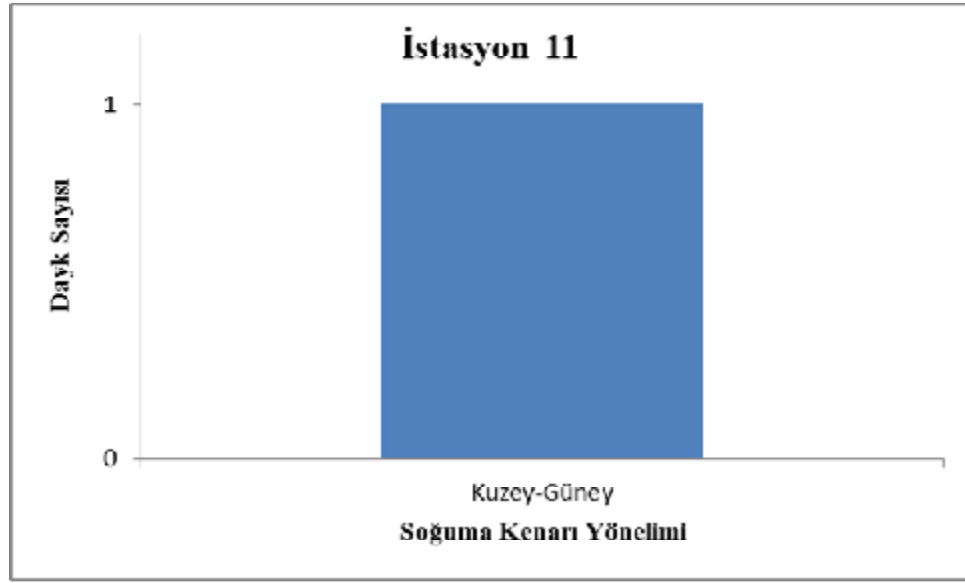
şekil 4.51. Gri ve yeşil daykların birlikte görünümü

4.2.11. İstasyon 11

Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.52’ de verilmektedir. Levha dayklar arasında geç evre intrüzyonu şeklinde plajiyogranitik dayklar görülmektedir (Şekil 4.52 ve Şekil 4.55). Bu lokasyondaki dayklar genel olarak kalın bir yapıdadır (Şekil 4.54). Lokasyonda ölçülen 21 adet daykın kalınlıkları 7 cm ile 1000 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.61) Lokasyona ait dayklarda az miktarda soğuma kenarları gözlenmektedir. Yapılan 1 adet soğuma kenarları gözleminde kuzey-güney yönlü olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.53). Ayrıca daykların tekdüze bir yapı sunmaktadırlar (Şekil 4.52 ve Şekil 4.54).



Şekil 4.52. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 11’ de gözlenen arazi ilişkileri



şekil 4.53. Levha dayklarında gözlenen soğuma kenarı istatistiğı



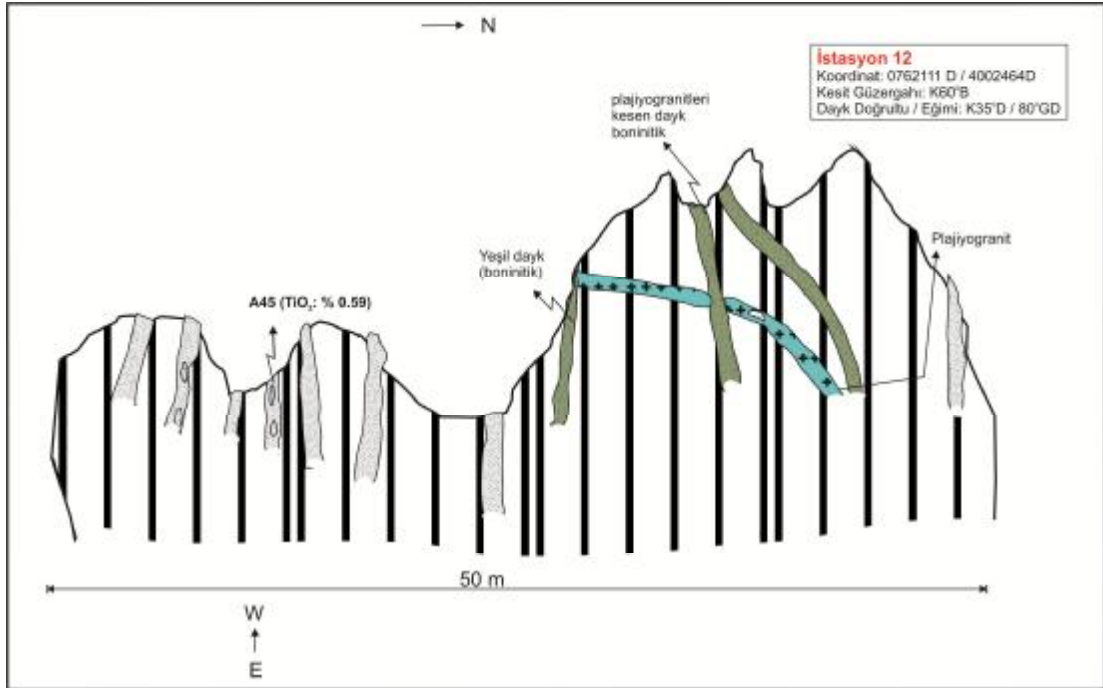
şekil 4.54. İstasyon 11' in genel görünümü



Şekil 4.55. İstasyon 11’ de gözlenen plajiyogranitik dayklar

4.2.12. İstasyon 12

Lokasyonun başlangıç ve bitiş koordinatları, kesit güzergah yönü ve dayk doğrultu ve eğimleri Şekil 4.56’ de verilmektedir. Bu lokasyonda levha dayklar ve plajiyogranitler arasında kesme-kesilme ilişkileri oldukça iyi görülmektedir (Şekil 4.56., Şekil 4.59 ve Şekil 4.60). Plajiyogranitik dayk gelişiminin gri renkli daykları kestiği oldukça net bir şekilde gözlemlenmiştir. Daha sonraki bir evrede hepsini birden kesen yeşil renkli dayklar mevcuttur. Bu daykların boninitik karakterde olduğu Bağcı ve ark. (2008)’ de belirtilmektedir (Şekil 4.56 ve Şekil 4.60). Bu lokasyondaki dayklar genel olarak orta kalınlıkta bir yapıdadır (Şekil 4.57 ve Şekil 4.58). Kesme-kesilme ilişkilerine göre üç farklı dayk gelişiminin olduğu söylenebilir (Şekil 4.56 ve Şekil 4.60).



Şekil 4.56. Levha daykları ve izotrop gabroların İstasyon 12’ de gözlenen arazi ilişkileri



Şekil 4.57. İstasyon 12’ de gözlenen kesme kesilme ilişkileri



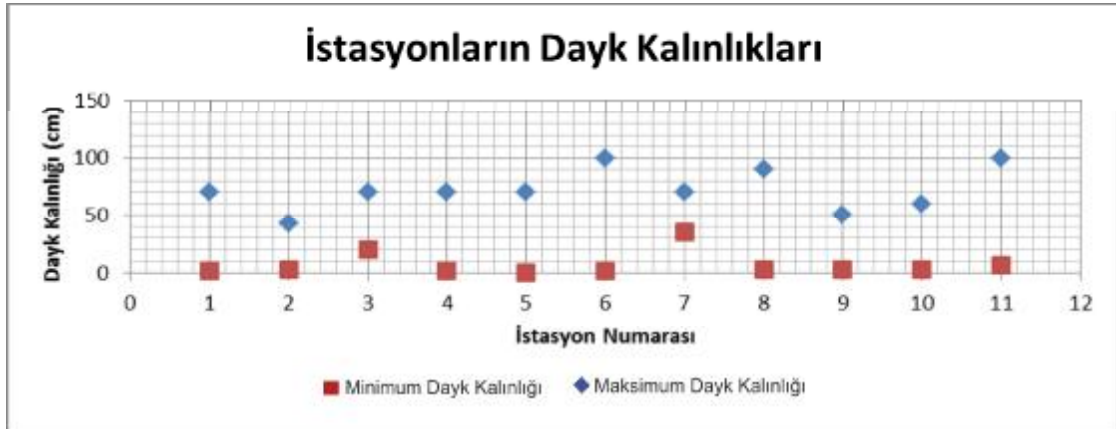
Şekil 4.58. Farklı renkte dayk gelişimi



Şekil 4.59. İstasyon 12' deki daykının kesme – kesilme durumları



Şekil 4.60. İstasyon 12 de gözlenen farklı dayk gelişimleri ve plajiyogranitik dayk ilişkisi



Şekil 4.61. İstasyonlara göre maksimum – minimum dayk kalınlıkları

4.3. Petrografi

Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti' nde yer alan levha dayk kompleksine ait kayaçların petrografik incelemeleri neticesinde; mikrodiorit, kuvarslı diyorit, diyorit, gabro ve gabronorit kayaçları tespit edilmiş olup, aşağıda bu kayaçların tanımlamaları ayrıntılı olarak verilmiştir.

4.3.1. Mikrodiorit

Doku: Mikrogranüler-Entergranüler

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali temsil eden plajiyoklaslar yaklaşık olarak % 50-55 oranında genellikle prizmatik şekillerde yer almakta ve polisentetik ikizleri belirgin olarak gözlenmektedir (Şekil 4.62). Epidotlaşma başta olmak üzere kaolenleşme, serizitleşme ve kalsitleşme şeklinde alterasyonları yaygın olarak izlenebilmektedir. Sönme açlarına göre yapılan bileşim tayininde andezin (An 40-45) bileşimli plajiyoklaslar oldukları tespit edilmiştir.

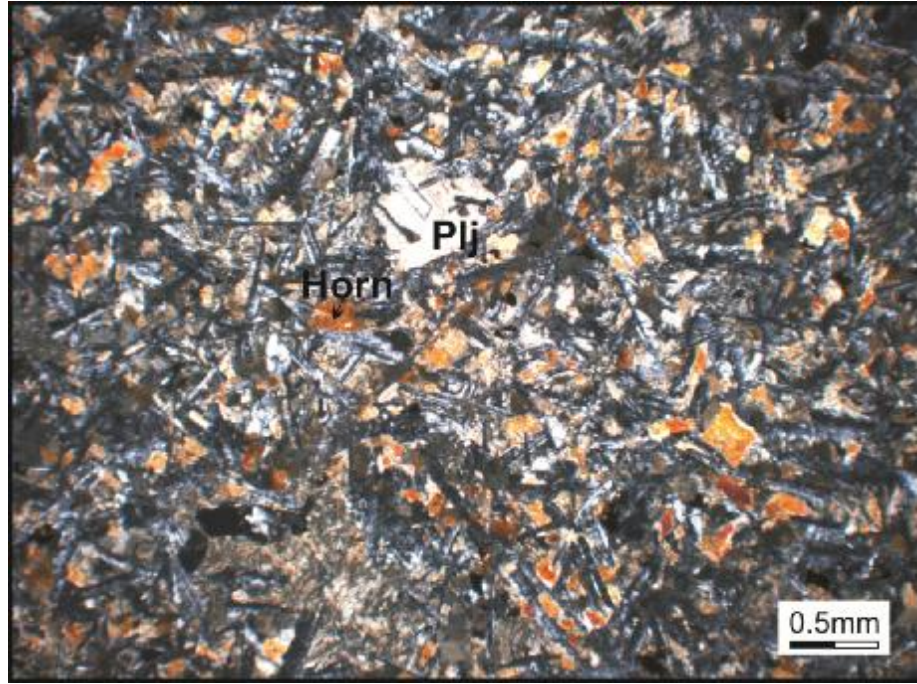
Hornblend: Bir kısmı klinopiroksenlerin ayrışması ile oluşmuş hornblendler genellikle hipidiyomorf kristaller halinde orta irilikte minerallerden meydana gelmektedir ve kayacın yaklaşık % 20-25' ini oluşturmaktadırlar. İki yönde dilinim izleri net olarak gözlenemeyen minerallerin çubuksu kristallerinde tek yönde gelişmiş dilinim izleri gözlenebilmektedir.

Piroksen: Oldukça az miktarlarda izlenen piroksenler canlı girişim renklerinde olmaları ve tek yönde gelişmiş dilinim izleri ile dikkat çekmektedirler. Bir kısmında alterasyon sonucu kloritleşme, uralitleşme ve opaklaşma şeklinde dönüşümler gözlenmektedir. Orta irilikte kristallerle temsil edilmektedirler.

Klorit: Yeşil-mavi girişim renkleri ve zayıf çimen yeşili pleokroizmaları ile dikkat çeken kloritlerin büyük bir çoğunluğu kayaçta yer alan ferromagnezyen minerallerin ayrışması sonucu bulunmaktadır. Kayaçta eser miktarlarda özşekilsiz kristaller şeklinde gözlenmektedirler.

Epidot: Bir kısmı kayaçta yer alan çatlaklarda boşluk dolgusu materyali konumunda bulunan epidotların geneli kayaçta bulunan ferromagnezyen mineraller ve plajiyoklasların dönüşüm ürünleri olarak gözlenmektedir. Kayaçta eser miktarlarda yer alan epidotlar canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile kolaylıkla fark edilebilmektedir.

Opak Mineral: Kayaçta %10 civarında bulunan opak minerallerin bir kısmı primer olarak bir kısmı ise ferromagnezyen minerallerin ayrışması sonucunda oluşmuşlardır. Manyetit olabilecekleri tahmin edilen opak minerallerden primer olanlar sekonder olanlara göre daha düzgün kenar ve köşelere sahiptirler.



Şekil 4.62. Mikrodiyorit kayacına ait mineralojik ve dokusal özellikler (Plj: Plajiyoklas, Horn: Hornblend)

4.3.2. Kuvarşlı Diyorit

Doku: Taneli

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayacın %50' sini oluşturan plajiyoklaslar yarı özşekilli ve çubuksu kristallerden oluşmuşlardır. Ayrışmanın ileri derecede olmasına bağlı olarak

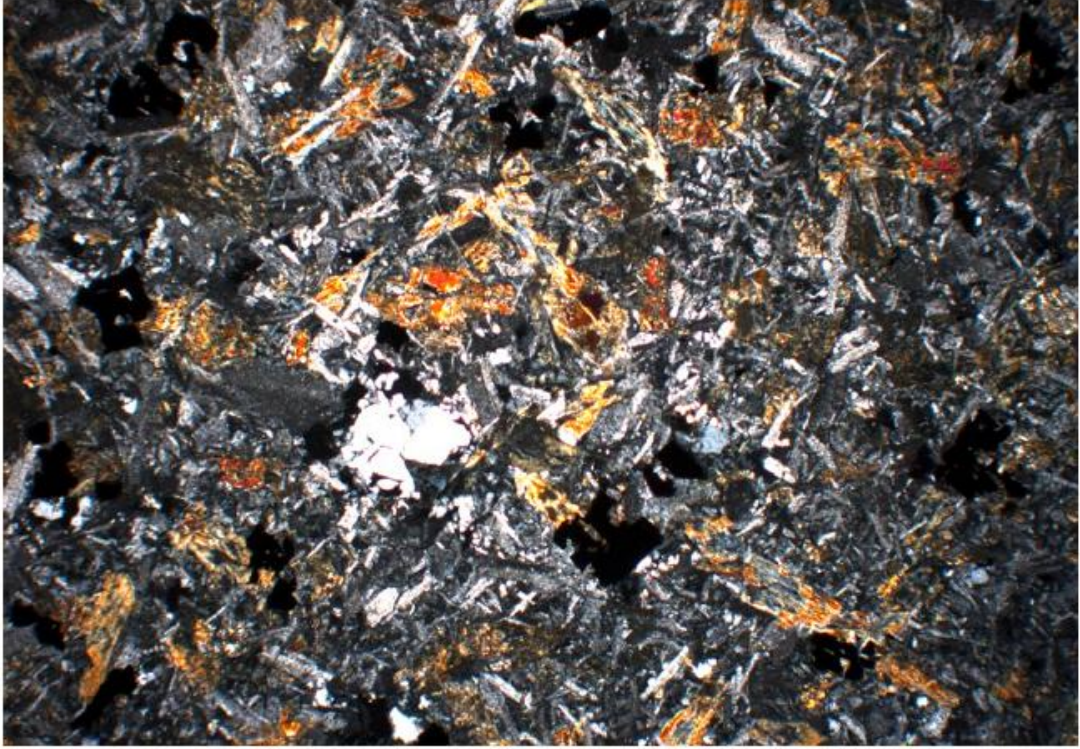
polisentetik ikizlenmeleri bazı minerallerde güçlükle seçilebilenlerken bazılarında ise seçilememektedir (Şekil 4.63). Ayrışmaları yaygın olan plajiyoklaslarda epidotlaşma, kaolenleşme, kalsitleşme ve serizitleşme şeklinde alterasyonlar gözlenmektedir.

Hornblend: Kayaçta yaklaşık % 25-30 oranında bulunan ve ikinci hakim mineral olan hornblendler, çoğunlukla yarı özşekilli bir kısmı ise özşekilli olarak izlenebilmekte ve iki yönde gelişmiş mükemmel dilinim izleri yer yer bariz bir şekilde gözlenebilmektedir (Şekil 4.63). Ayrışmaları yaygın olup kloritleşme ve opaklaşma şeklinde alterasyonlar gözlenmektedir.

Kuvars: Hemen hemen tamamı özşekilsiz orta irilikte kristallerden oluşan kuvarslara yaklaşık % 15-20 oranında rastlanmaktadır. Birinci sıranın sarısı ve grisinin tonlarında polarize olan kuvarsların büyük bir çoğunluğu dalgalı sönme göstermektedir.

Zirkon: Canlı girişim renkleri tipik iki ucu sivri kristalleri ile karakteristik olan zirkon mineraline oldukça ender olarak rastlanmaktadır.

Opak Mineral: Kayaçta yaklaşık olarak % 2-3 oranında izlenen opak minerallerin bir kısmı primer ve bir diğer kısmında ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişmiş sekonder opaklardan meydana gelmektedir. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.



Şekil 4.63. Kuvars diyorit kayacına ait mikroskop görüntüsü

4.3.3. Diyorit

Doku: Taneli-Entergranüler

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Genellikle yarı özşekilli ve çubuksu prizmatik kiristallerle temsil edilen plajiyoklaslar kayaçta hakim mineral olarak yer almaktadırlar (Şekil 4.64). Yaklaşık olarak % 60-70 oranında yer alan plajiyoklasların tamamına yakınında polisentetik ikizlenmeler belirgin olup uygun olan kristallerinde yapılan sönme açısı ölçümleri neticesinde 200 civarında sönme açılarına sahip andezin (An_{38}) türü plajiyoklaslar oldukları tespit edilmiştir. Ayrışma durumu numuneler arasında farklılıklar arzetymekte olup oldukça taze olanlarına ve killeşme, serisitleşme, kalsitleşme ve epidotlaşma şeklinde yoğun alterasyon gösterenlerine birlikte rastlanmaktadır. Genellikle maruz kaldıkları basınç neticesinde dalgalı sönme göstermekte olup yer yerde zonlu yapı sunan kristallerine rastlanmaktadır.

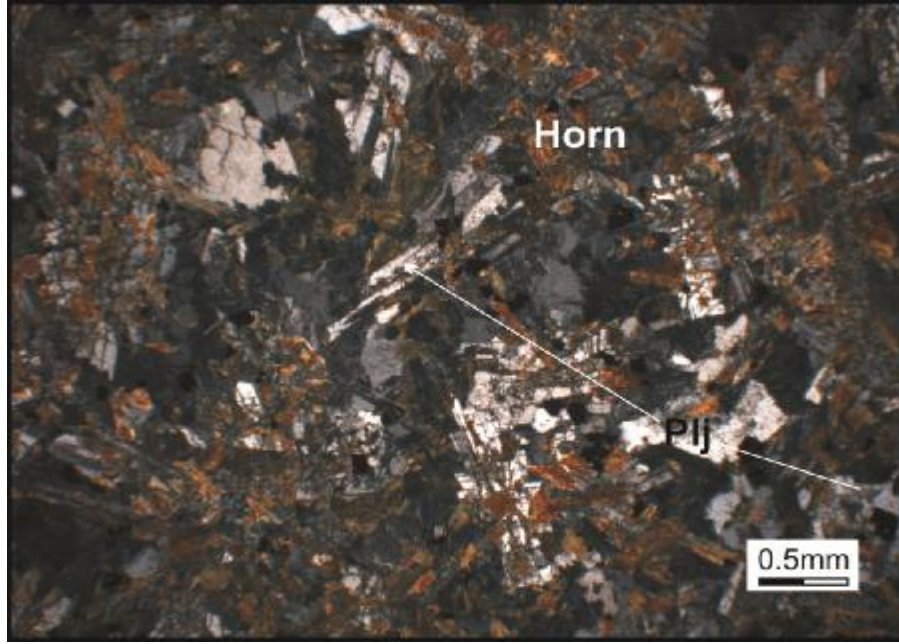
Hornblend: Büyük bir çoğunluğu özşekilsiz olmak üzere yer yerde yarı özşekilli ve özşekilli kristallerden meydana gelen hornblendler kayaçta temel ferromagnezyen minerali temsil etmektedir (Şekil 4.64). Yaklaşık olarak % 25-30 oranında izlenen hornblendlerde dilinim izleri belirgin olup kesit yönüne bağlı olarak tek yönde ve iki yönde olmak üzere iki farklı tür dilinim izide gözlenmektedir. Bir kısmı opaklaşma bir kısmında kloritleşme şeklinde alterasyonlar sunmaktadır.

Kuvars: Kayaçta eser miktarda izlenen özşekilsiz kuvars kristallerinin tamamı dalgalı sönme göstermekte ve birinci sıranın renklerinde polarize olmaları ile dikkat çekmektedirler.

Epidot: Kayaçta eser miktarlarda yer alan epidotlar plajiyoklaslar aleyhine gelişim göstermekte olup canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Klorit: Ferromagnezyen mineraller aleyhine gelişim gösteren kloritlere oldukça az miktarlarda rastlanmakta olup mavi-yeşil girişim renkleri ve açık yeşil pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Sfen: Oldukça az miktarlarda üzeri benekli çok çeşitli renk skalasında polarize olan yüksek rölyefleri ile karakteristik sfenlere rastlanmaktadır. Opak Mineral: Genellikle primer ve yer yerde sekonder opaklara rastlanmaktadır. Eser miktarda bulunan opak minerallerin manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.



Şekil 4.64. Diorit kayacına ait entergranüler doku görüntüsü (Plj: Plajiyoklas, Horn: Hornblend)

4.3.4. Gabro

Doku: Taneli-Poikilitik

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Genellikle yarı özşekli ve prizmatik şekillerde izlenen plajiyoklaslar kayacın hakim minerali temsil etmektedirler (Şekil 4.65). Bir kısmı kapanımlar halinde poikilitik dokuyu oluşturacak biçimde piroksenler bünyesinde yer almaktadırlar. Yaklaşık % 60-70 oranında yer almaktadırlar. Bazıları maruz kaldıkları basıncın etkisiyle dalgalı sönme göstermektedirler. Genellikle polisentetik ikizlere sahip olarak izlenen plajiyoklaslarda yapılan sönme açısı ölçümleri sonucunda Labrador (An50-60) türü plajiyoklaslardan meydana geldikleri tespit edilmiştir. Bozunmaları çok yaygın olup genellikle kaolenleşme ve daha az oranda ise kalsitleşme ve kloritleşme şeklinde alterasyonlar izlenmektedir.

Klinopiroksen: Genellikle özşekilsiz yer yer de yarı özşekli orta irilikte kristallerden oluşan klinopiroksenler tipik olarak tek yönde gelişmiş dilinim izlerine sahip olarak izlenmektedir. Kayacın yaklaşık % 15-20 oranında yer almaktadırlar. Birinci sıranın sonu ile ikinci sıranın renklerinde polarize olan klinopiroksenler

genellikle ayrışma göstermekte olup klorit, amfibol, bastit, talk ve opak minerallerden oluşan alterasyon ürünlerine vücut vermektedirler.

Ortopiroksen: Kayaçta özşekilsiz, orta ırlıkta kristaller halinde izlenen ortopiroksenler yaklaşık % 3-4 oranında yer almaktadırlar. Hemen hemen tamamına yakını tek yönde gelişmiş dilinim izlerine sahip olup paralel veya paralele yakın sönme göstermeleriyle karakteristiktirler. Ortopiroksenlerde klinopiroksenlerle benzer şekilde opaklaşma, kloritleşme ve uralitleşme şeklinde alterasyon ürünlerine dönüşüm göstermektedirler.

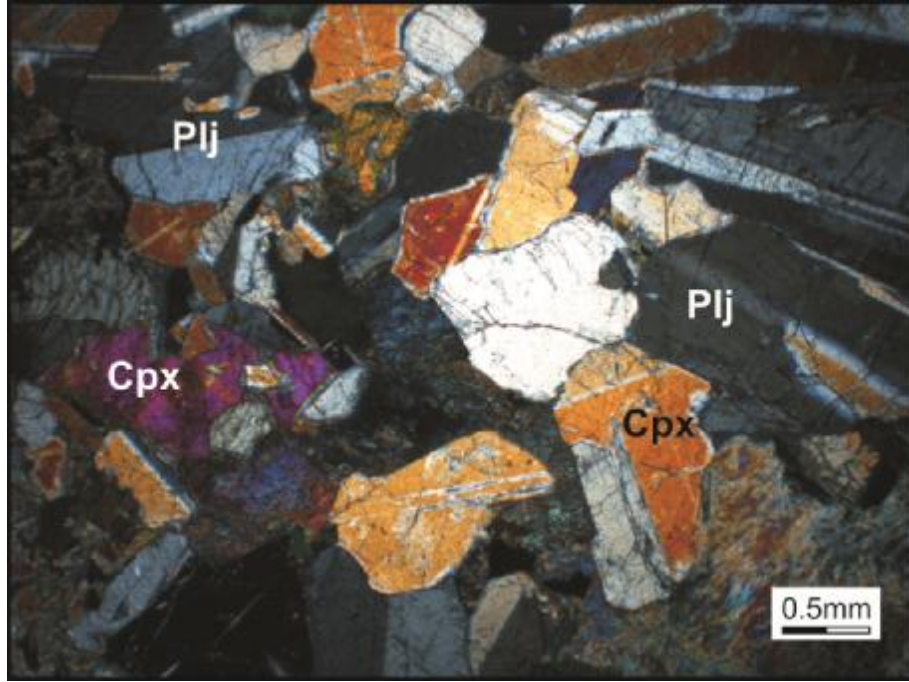
Hornblend: Kayaçta oldukça az miktarlarda yer alan hornblendler genellikle yan özşekilli veya çubuksu kristallerden meydana gelmektedir. Bir kısmında tek yönde diğer bir kısmında ise iki yönde gelişmiş olan dilinim izleri net olarak gözlenmektedir. Yeşilin tonlarında pleokroizma sunmaları ile dikkat çekmektedirler.

Sfen: Kayaçta oldukça az miktarlarda özşekilsiz kristaller halinde izlenen sfenler sarı ve soluk pembe renklerinde polarize olmaları ve yüksek rölyefleri ile dikkat çekmektedirler.

Epidot: Genellikle canlı girişim renklerine sahip mineral grupları halinde yer alan epidotlar kayaç içerisinde eser miktarda yer almaktadırlar. Büyük bir çoğunluğuplajiyoklaslardan dönüşüm yoluyla oluşmuştur. Limon sarısı renkte pleokroizma sunmaları ile karakteristiktirler.

Klorit: Bir kısmı ferromagnezyen minerallerden dönüşüm yoluyla oluşmuş mavi-yağ yeşili renklerde polarize olmaları ve çok zayıf yeşil-sarı renkler arasındadeğişen pleokroizma sunmalarıyla karakteristik olan kloritler kayaçta eser miktarda yer almaktadırlar.

Opak Mineral: Genellikle primer olmak üzere az orandada ferromagnezyen minerallerden orto ve klinopiroksenler aleyhine gelişmiş olarak izlenen opak mineralgelişimleri izlenmektedir. Manyetit olabilecekleri tahmin edilmektedir.



Şekil 4.65. Gabro kayacına ait taneli doku görüntüsü (Plj: Plajiyoklas, Cpx: Klinopiroksen)

4.3.5. Gabronorit

Doku: Taneli-Poikilitik

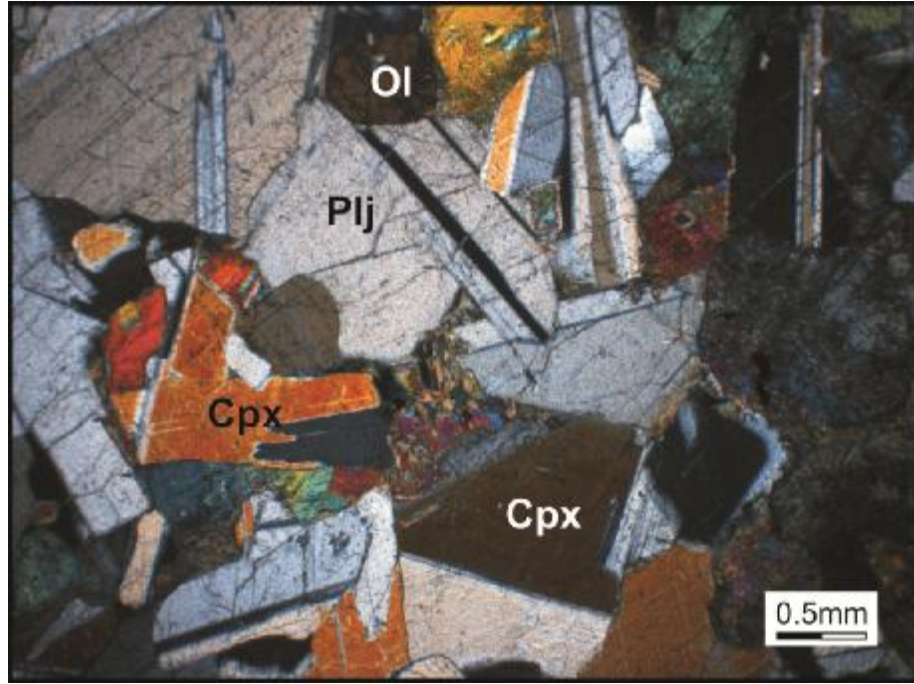
İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta hakim minerali oluşturan plajiyoklaslar tane boyları orta-irilikte olan tipik polisentetik ikiz gösteren yarı özşekilli prizmatik kristallerden oluşmaktadırlar. Kesitten kesite değişmekle beraber yaklaşık %45-50 civarında bulunmaktadırlar (Şekil 4.66). Bir kısmı piroksenler bünyesinde kapanarak poikilitik dokuyu oluşturmaktadır. Ayrışmaları genel olarak kaolenleşme, serisitleşme şeklinde gözlenmektedir.

Klinopiroksen: Kayaçta yaklaşık olarak %20-25 civarında temsil edilmektedirler. Tane boyları orta-iri olup, tek yönde yer yer çift yönde birbirine dik dilinim izleri ve ikinci sıra renklerinde polarize olmaları ile kolaylıkla ayırt edilebilmektedirler. Ayrışma çok yaygın gözlenmemekle beraber uralitleşme, kloritleşme ve opaklaşma şeklinde kendini gösterebilmektedir.

Ortopiroksen: Kayaç içerisinde az miktarda gözlenmekle beraber klinopiroksenlere benzer şekilde kristal yapıları sunan ortopiroksenler %10-15 civarında izlenmektedirler. Grinin tonları polarizasyon renkleri ile ayırt edilebilmektedirler. Ortopiroksenler tek yönde gelişmiş iyi dilinim izleri ve dik sönme göstermeleri ile karakteristiktirler.

Opak Mineral: Birincil ve ikincil olarak iki tür opak mineral gelişimi gözlenmiştir. Birincil oluşanlar kenar ve köşeleri belirgin kayaç içerisine dağılmış halde bulunurken ikincil oluşanlar ise piroksenlerin kırık ve çatlaklarında düzensiz şekillidirler.



Şekil 4.66. Gabronorit kayacına ait mikroskop görüntüsü

4.3.6. Diyabaz

Doku: Mikrogranüler- Entergranüler

İçindeki Mineraller:

Plajiyoklas: Kayaçta yer alan hakim minerali temsil eder. Yaklaşık :% 40-45 oranında yer almaktadır. Genelde çubuksu kristallerden meydana gelen plajiyoklaslarda polisentetik ikizlenmeler neredeyse ayırt edilememekte olup, büyük

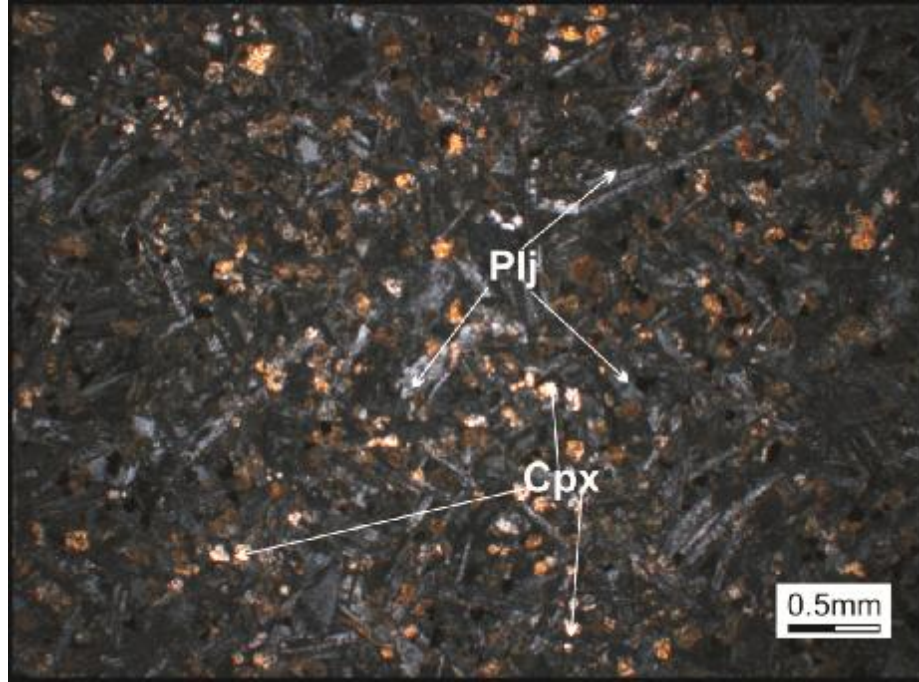
kısmı paralele yakın sönme gösterdiğinden albitleşmiş oldukları tespit edilmiştir (Şekil 4.67).

Klinopiroksen: Kayaçta yaklaşık olarak %25-35 oranında yer alan klinopiroksenler canlı girişim renkleri, özellikle sarı renklerde polarize olmaları ve tek yönde dilinimleri ile karakteristiklerdir. Hemen hemen tamamı ayrışma göstermekte olup genellikle uralitleşme, kloritleşme ve opaklaşma şeklinde ayrışma gözlenir. Çoğu plajiyoklaslar arasındaki boşlukları doldurur şekilde bulunan özşekilsiz klinopiroksenler de tek yönde gelişmiş dilinim izleri gözlenebilmektedir.

Klorit: Hemen tamamı ferromagnezyen mineraller aleyhine ikincil süreçlerle gelişmiş olarak izlenen kloritler plajiyoklaslar arasındaki boşlukları doldurur vaziyette gözlenmektedirler. Genellikle mavi- yeşil renklerde polarize olan kloritler açık yeşil pleokroizmaları ile kolaylıkla tanınabilmektedirler.

Epidot: Kayaç içerisinde eser miktarda bulunmakla beraber, ikincil süreçlerle plajiyoklasları ve klinopiroksenleri bozarak oluştukları düşünülen epidotlar canlı girişim renkleri ve limon sarısı pleokroizmaları ile dikkat çekmektedirler.

Opak Mineral: Genellikle ilksel veya ferromagnezyen mineralleri bozarak oluşan ikincil opak mineral gelişimleri kayaç içerisinde %10 civarında gözlenmektedirler. Manyetit olabilecekleri tahmin edilen opak mineraller genellikle özşekilsizdirler.



Şekil 4.67. Diyabaz kayacına ait mikroskop görüntüsü

4.4. Jeokimya

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait levha dayk kompleksi ve dayklar arasında gözlenen gabroyik kayaçların jeokimyasal özellikleri ve oluştukları jeodinamik ortamı belirlemek amacıyla toplam 44 adet örnekte (4 adet gabro ve 40 adet diyabaz daykı) ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçları Çizelge 4.1, 4.2 ve 4.3' te verilmektedir.

Tablo 4.1' de verilen analizlerin Atışta Kayıp (LOI=Loss On Ignition) değerleri incelendiğinde, bu değerlerin % 0.66 ile % 6.29 arasında değişmektedir. Bu değişken değerler kayaçlarda daha sonra meydana gelen alterasyonu ve/veya ikincil sulu yada karbonat fazlarını işaret etmektedir (Rollinson, 1993). Kayaçların oluşumundan sonra meydana gelen alterasyon nedeniyle özellikle ana ve bazı iz elementlerde (LIL-iri katyonlu litofil) hareketlilik (mobilité) gözlenebilir (Hart ve ark, 1974; Humphris ve Thompson, 1978; Thompson, 1991). Bu nedenle kayaçların petrolojik özelliklerinin çalışılması sırasında alterasyona karşı dayanımlı nadir toprak elementleri (REE) ve HFS elementlerin (Yüksek değerli katyonlar) kullanımı

önerilmektedir (Pearce ve Cann, 1973; Smith ve Smith, 1976; Floyd ve Winchester, 1978).

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitindeki levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait kayaç örneklerinin TiO_2 ve Zr içerikleri incelendiğinde; kayaçlar başlıca 4 gruba ayrılabilir. I. Grup kayaçlar % 0.26 TiO_2 ve 16 ppm Zr değerlerine sahipken, II. Grup kayaçlar % 0.44-0.69 TiO_2 ve 20-33 ppm Zr, III. Grup kayaçlar % 0.7-0.99 TiO_2 ve 30-46 ppm Zr ve IV. Grup kayaçlar % 1.07-1.23 TiO_2 ve 49-47 ppm Zr değerlerine sahiptir (Çizelge 4.1, 2, 3).

Çizelge 4.1. Levha daykı, gabro ve plajiyogranitlere ait kayaçların içerikleri

Örnek No	İst. No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	AK	Total
A1*	1	49,55	0,76	15,88	9,78	0,18	7,46	7,24	3,81	0,19	0,05	0,01	0,00	4,91	99,82
A2*		51,95	0,69	15,28	11,29	0,16	7,82	4,07	4,98	0,11	0,04	0,01	0,00	3,50	99,90
A3**		53,20	1,13	15,42	11,35	0,16	5,93	4,13	5,18	0,33	0,09	0,00	0,00	2,94	99,86
A4**		48,76	0,26	17,19	6,24	0,11	10,31	14,66	0,92	0,07	0,02	0,15	0,02	1,33	100,03
A5*		51,00	0,99	16,31	11,37	0,12	6,77	3,80	5,62	0,01	0,07	0,00	0,00	3,83	99,89
A6*	2	50,83	0,63	15,63	8,85	0,14	7,61	7,36	4,08	0,21	0,04	0,01	0,01	4,50	99,90
A7*		56,38	1,16	15,32	9,67	0,12	4,19	4,20	6,44	0,23	0,12	0,00	0,00	1,96	99,78
A8*		52,13	0,69	15,74	8,95	0,13	8,50	4,62	5,08	0,11	0,05	0,01	0,00	3,85	99,87
A9**		55,42	0,91	14,89	10,42	0,15	6,02	3,63	5,63	0,24	0,07	0,00	0,00	2,52	99,90
A10*		54,58	1,20	15,60	12,05	0,15	4,52	6,96	3,17	0,13	0,09	0,00	0,00	1,43	99,87
A11*		49,15	0,76	16,08	9,04	0,14	8,42	7,19	4,28	0,12	0,07	0,02	0,01	4,57	99,85
A12*		48,48	0,71	16,71	13,75	0,15	7,39	3,09	5,36	0,07	0,05	0,01	0,01	4,14	99,92
A13*		51,33	0,64	15,60	9,07	0,14	7,07	6,30	4,62	0,10	0,05	0,01	0,01	4,78	99,72
A14*	3	51,56	0,61	15,77	8,49	0,12	7,52	7,56	4,44	0,28	0,04	0,01	0,01	3,42	99,83
A15*		50,53	0,45	15,45	8,32	0,13	9,43	9,06	2,18	0,33	0,03	0,05	0,01	3,83	99,80
A16*		50,78	0,59	15,39	7,84	0,12	7,40	6,67	4,37	0,36	0,05	0,01	0,01	6,29	99,88
A17*		54,39	0,92	15,51	10,30	0,09	5,78	4,06	5,76	0,35	0,07	0,00	0,00	2,74	99,97
A18*		52,62	0,70	16,59	8,67	0,13	7,10	8,18	3,70	0,19	0,06	0,01	0,00	1,94	99,87
A19*		52,59	0,63	15,77	8,98	0,12	7,76	6,87	3,00	0,58	0,05	0,00	0,00	3,37	99,72
A20*	4	51,80	0,56	15,81	8,94	0,11	8,79	8,19	1,35	0,31	0,04	0,01	0,01	3,90	99,83
A21*		51,18	0,66	15,72	8,23	0,13	8,53	6,75	4,01	0,54	0,05	0,03	0,01	3,91	99,75
A22*		52,80	0,88	16,30	10,60	0,11	5,82	3,69	6,09	0,12	0,07	0,00	0,00	3,31	99,79
A23**		49,29	0,63	15,88	8,08	0,13	7,80	8,79	3,92	0,07	0,05	0,02	0,01	5,16	99,82
A24*		50,55	0,70	15,61	8,52	0,12	7,29	7,83	4,40	0,06	0,06	0,01	0,01	4,74	99,90
A25*		52,09	0,63	14,98	9,06	0,14	9,47	4,23	5,19	0,04	0,05	0,02	0,01	4,03	99,94
A26*		55,40	0,54	13,12	9,02	0,14	9,09	4,98	5,11	0,05	0,04	0,05	0,01	2,43	99,99
A27*	6	51,65	0,80	15,69	10,03	0,12	8,57	4,37	4,54	0,46	0,06	0,00	0,00	3,50	99,79
A28*		51,22	0,97	16,71	12,48	0,13	6,02	2,70	5,95	0,04	0,07	0,00	0,00	3,45	99,74
A29**		51,96	0,72	15,37	9,41	0,16	6,36	5,75	5,90	0,20	0,05	0,01	0,00	4,02	99,90
A30*		52,23	0,49	15,27	8,10	0,14	7,70	7,86	3,89	0,69	0,03	0,02	0,01	3,42	99,86
A31*	7	53,16	0,73	15,31	9,21	0,14	7,04	6,16	5,04	0,37	0,05	0,01	0,01	2,54	99,78
A32*		50,62	0,77	16,20	8,94	0,14	8,39	8,38	3,30	0,27	0,06	0,02	0,01	2,77	99,87
A33*		55,59	0,80	15,07	8,33	0,11	5,57	4,71	6,59	0,30	0,06	0,00	0,00	2,61	99,74
A34*	8	52,88	0,96	15,44	9,55	0,14	7,14	4,54	5,24	0,36	0,07	0,00	0,00	3,56	99,88
A35*		49,97	0,60	16,31	9,07	0,14	8,81	9,18	2,49	0,20	0,04	0,03	0,01	2,96	99,81
A36*		47,53	0,60	16,53	9,29	0,13	10,53	4,97	4,31	0,20	0,04	0,02	0,01	5,74	99,90
A37*		52,97	0,69	15,72	8,60	0,13	7,10	6,88	4,75	0,29	0,05	0,01	0,01	2,75	99,95
A38*	9	52,14	0,64	16,22	8,40	0,10	8,14	8,82	2,01	0,65	0,04	0,01	0,01	2,65	99,81
A39*	10	56,70	1,07	14,74	7,32	0,05	5,61	6,56	4,92	0,97	0,08	0,00	0,00	1,87	99,89
A40*		52,68	0,84	15,23	8,09	0,05	7,16	11,90	0,95	0,03	0,06	0,00	0,00	3,01	100,00
A41*		52,00	0,99	16,10	10,07	0,07	6,60	6,13	4,08	0,68	0,08	0,00	0,00	3,07	99,86
A42*	11	51,75	0,72	16,00	10,07	0,15	7,66	6,88	3,20	0,24	0,05	0,01	0,00	3,13	99,88
A43***		51,93	1,23	14,92	10,44	0,10	5,11	6,69	3,49	0,45	0,08	0,00	0,00	5,51	99,95
A44***		67,32	0,82	14,03	6,12	0,07	1,87	4,49	4,01	0,24	0,13	0,00	0,00	0,66	99,76
A45*	12	51,85	0,59	14,82	8,30	0,14	9,17	6,86	4,43	0,20	0,05	0,05	0,01	3,37	99,83
*Levha daykı; **İzotrop gabro; ***Plajiyogranit															
FeO* toplam Fe; AK: Ateşte kayıp															
İst. No: İstasyon No															

Çizelge 4.2. Levha daykı, gabro ve plajiyogranitlere ait seçilmiş kayaçların iz element içerikleri

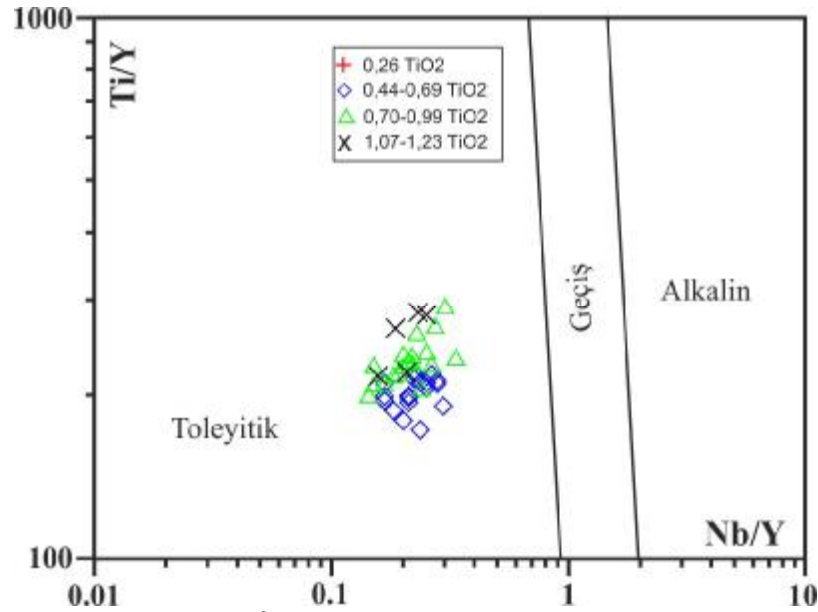
Örnek No	İstasyon No	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	Cu	Pb	Zn	Ni	Au
A2*	1	10	<1	39,8	0,1	17,8	1,0	2,9	1,5	1	91,6	0,1	0,2	<0,1	274	<0,5	26,0	17,6	8,7	0,4	17	21,7	2,3
A3**		10	1	34,8	0,1	16,5	1,9	2,5	2,5	1	115,0	0,1	0,4	<0,1	333	<0,5	54,6	24,8	2,6	0,2	11	6,9	0,6
A4**		8	<1	32,4	<0,1	11,9	0,3	1,2	1,5	<1	86,9	<0,1	<0,2	<0,1	150	<0,5	7,5	6,3	4,5	<0,1	6	48,6	1,3
A5*		5	1	32,7	0,1	20,1	1,0	2,2	1,1	<1	34,8	<0,1	0,2	0,1	321	<0,5	41,8	23,3	6,5	0,3	27	14,0	0,6
A6*	2	10	<1	31,9	<0,1	14,8	0,6	1,9	1,9	<1	195,7	<0,1	<0,2	<0,1	256	<0,5	23,0	15,0	6,1	0,2	8	7,0	<0,5
A7*		34	<1	23,2	<0,1	13,5	2,3	2,7	1,6	1	629,0	0,1	0,4	0,1	260	0,7	68,8	31,3	2,6	0,1	10	3,3	<0,5
A8*		14	1	34,5	0,2	13,5	0,7	1,4	1,3	<1	102,8	<0,1	0,2	<0,1	243	0,7	26,1	17,6	8,0	0,1	25	26,7	<0,5
A9**		8	3	30,6	0,2	18,1	1,3	2,0	1,9	<1	46,8	<0,1	0,3	0,1	301	<0,5	39,6	21,2	52,1	0,2	28	10,8	<0,5
A14*	3	11	<1	34,1	0,1	13,8	0,9	1,3	2,4	<1	90,4	<0,1	<0,2	<0,1	224	3,2	24,7	15,5	4,5	<0,1	4	10,9	<0,5
A15*		8	<1	37,3	0,2	14,1	0,4	0,9	2,1	<1	78,5	<0,1	<0,2	<0,1	219	<0,5	13,7	12,4	2,2	<0,1	8	46,2	<0,5
A17*		6	3	27,8	0,2	16,0	1,1	1,4	2,7	1	134,6	0,1	0,2	<0,1	302	<0,5	34,7	23,5	2,4	0,2	6	8,4	<0,5
A22*	4	3	1	29,7	0,1	21,5	1,3	1,7	1,2	<1	29,2	0,1	0,2	0,1	313	<0,5	39,3	23,0	10,9	0,4	25	15,7	<0,5
A23**		4	1	34,6	0,1	15,4	1,1	1,4	1,0	1	297,4	0,1	<0,2	0,2	198	<0,5	27,2	15,5	3,3	0,1	4	5,4	<0,5
A24*		5	1	31,4	<0,1	14,1	1,0	1,3	1,1	<1	124,9	0,1	<0,2	0,1	210	1,5	32,1	16,7	37,4	0,5	20	23,5	<0,5
A25*		5	<1	34,8	<0,1	11,7	0,9	1,0	0,9	<1	65,4	<0,1	<0,2	<0,1	213	9,3	25,9	15,2	25,1	0,4	36	44,4	<0,5
A26*	6	6	<1	33,6	<0,1	9,4	0,8	1,1	1,1	<1	137,1	<0,1	<0,2	<0,1	215	0,5	20,7	14,0	4,6	0,1	11	18,7	<0,5
A28*		3	4	41,6	0,1	18,3	1,5	1,2	0,9	<1	32,3	<0,1	0,2	<0,1	236	<0,5	48,5	20,1	1,0	0,2	21	13,4	<0,5
A30*		26	4	33,6	<0,1	12,5	0,6	0,7	3,7	<1	185,5	<0,1	<0,2	0,1	206	0,9	18,7	12,7	17,2	0,5	7	8,4	<0,5
A32*	7	20	<1	32,8	0,1	15,7	1,3	1,1	2,2	<1	146,0	0,1	0,2	<0,1	206	<0,5	39,9	17,7	8,9	0,3	17	32,3	<0,5
A34*	8	21	<1	29,7	<0,1	15,1	1,3	1,2	2,6	<1	122,7	<0,1	0,3	<0,1	249	3,7	45,9	20,6	5,0	0,2	14	12,8	<0,5
A36*		8	1	37,0	0,1	14,6	0,6	1,0	2,0	<1	91,2	<0,1	<0,2	<0,1	216	<0,5	23,4	13,8	111,1	0,3	37	48,6	<0,5
A38*	9	9	<1	30,9	0,2	15,0	0,9	1,0	3,2	<1	105,3	<0,1	<0,2	<0,1	248	<0,5	23,8	15,5	3,6	<0,1	4	11,0	<0,5
A39*	10	4	3	25,2	0,2	15,8	1,5	2,9	2,8	<1	228,5	0,2	0,6	0,1	295	<0,5	49,7	25,4	1,3	<0,1	<1	5,0	<0,5
A40*		1	<1	25,8	<0,1	17,9	1,6	1,1	0,7	<1	189,4	0,1	0,3	0,1	281	<0,5	39,3	19,9	0,4	<0,1	1	14,0	<0,5
A42*	11	16	1	34,9	0,1	17,3	0,9	1,3	1,7	<1	120,9	<0,1	0,2	<0,1	250	<0,5	28,7	19,2	137,4	0,1	51	19,1	1,5
A43***		3	<1	24,2	0,1	22,5	1,3	2,5	1,6	<1	63,4	0,1	0,5	0,1	398	287,3	47,9	23,6	8,6	<0,1	7	5,0	<0,5
A45*	12	8	1	34,0	<0,1	13,1	1,0	1,0	1,6	<1	77,2	0,2	0,3	0,1	240	36,2	25,6	16,4	80,3	0,3	38	51,3	<0,5
< : deteksiyon limitinin altında																							
*Levha daykı; **İzotrop gabro; ***Plajiyogranit																							

Çizelge 4.3. Levha dayk, gabro ve plajiyogranitlere ait seçilmiş kayaçların nadir toprak element içerikleri

Örnek No	İstasyon No	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
A2*	1	1,3	2,9	0,54	3,6	1,52	0,55	2,81	0,45	3,09	0,68	2,00	0,32	2,04	0,31
A3**		1,9	5,3	0,92	5,5	2,15	0,82	3,94	0,66	4,24	1,03	2,95	0,41	2,87	0,45
A4**		0,6	1,0	0,21	1,3	0,54	0,32	1,24	0,18	0,99	0,25	0,75	0,14	0,88	0,12
A5*		2,0	4,9	0,88	5,2	1,83	0,76	3,30	0,55	3,91	0,89	2,66	0,42	2,86	0,40
A6*	2	0,9	2,7	0,46	2,4	1,65	0,55	2,46	0,49	2,70	0,63	1,47	0,27	1,80	0,29
A7*		2,7	7,4	1,33	7,2	2,90	1,02	4,57	0,78	5,62	1,25	3,75	0,52	3,53	0,56
A8*		1,2	3,1	0,54	3,5	1,25	0,56	2,65	0,44	2,94	0,73	1,90	0,32	2,16	0,30
A9**		1,5	4,2	0,71	3,3	1,67	0,62	3,18	0,52	3,67	0,82	2,66	0,40	2,45	0,40
A14*	3	1,2	2,8	0,49	2,9	1,17	0,55	2,48	0,50	2,60	0,59	1,80	0,28	1,83	0,29
A15*		0,7	1,6	0,29	1,4	0,83	0,42	1,91	0,30	2,19	0,47	1,40	0,22	1,54	0,27
A17*		1,5	3,7	0,67	4,5	1,71	0,67	3,37	0,57	3,82	0,79	2,69	0,39	2,68	0,42
A22*	4	1,9	4,9	0,82	3,5	1,68	0,74	3,25	0,54	3,53	0,84	2,52	0,39	2,40	0,39
A23**		1,3	3,3	0,61	3,7	1,43	0,61	2,59	0,41	3,02	0,66	1,71	0,28	1,76	0,29
A24*		1,6	3,9	0,66	4,2	1,43	0,66	2,75	0,43	2,76	0,64	1,87	0,30	2,16	0,28
A25*		1,2	3,1	0,52	2,6	1,18	0,48	2,39	0,39	2,53	0,61	1,84	0,27	1,71	0,28
A26*		0,8	2,2	0,43	2,9	1,05	0,47	2,22	0,34	2,40	0,59	1,49	0,22	1,82	0,27
A28*	6	1,8	5,2	0,88	5,1	1,78	0,66	3,09	0,53	3,62	0,80	2,50	0,36	2,21	0,38
A30*		1,4	3,3	0,47	2,4	0,95	0,45	1,97	0,31	2,35	0,46	1,56	0,24	1,48	0,24
A32*	7	1,9	4,6	0,82	5,9	1,76	0,78	3,29	0,47	3,15	0,68	2,25	0,32	2,26	0,29
A34*	8	1,8	5,2	0,92	6,5	1,86	0,79	3,30	0,52	3,83	0,75	2,42	0,34	2,36	0,38
A36*		1,1	3,0	0,50	2,6	1,11	0,57	2,37	0,37	2,33	0,51	1,52	0,23	1,39	0,25
A38*	9	1,0	2,7	0,48	3,2	1,30	0,59	2,28	0,36	2,60	0,57	1,80	0,28	1,75	0,29
A39*	10	3,1	6,5	1,07	5,7	2,08	0,64	3,76	0,61	4,37	0,96	3,00	0,47	2,99	0,48
A40*		2,1	5,1	0,77	5,5	1,80	0,89	3,30	0,52	3,33	0,79	2,06	0,37	2,39	0,35
A42*	11	1,3	3,0	0,57	3,3	1,50	0,64	3,60	0,48	3,39	0,74	2,06	0,36	2,48	0,36
A43***		1,9	5,1	0,89	4,9	1,76	0,74	3,61	0,59	4,42	0,84	2,62	0,43	2,86	0,45
A45*	12	2,3	3,3	0,53	2,9	1,13	0,57	2,29	0,38	2,81	0,60	1,65	0,26	1,71	0,29

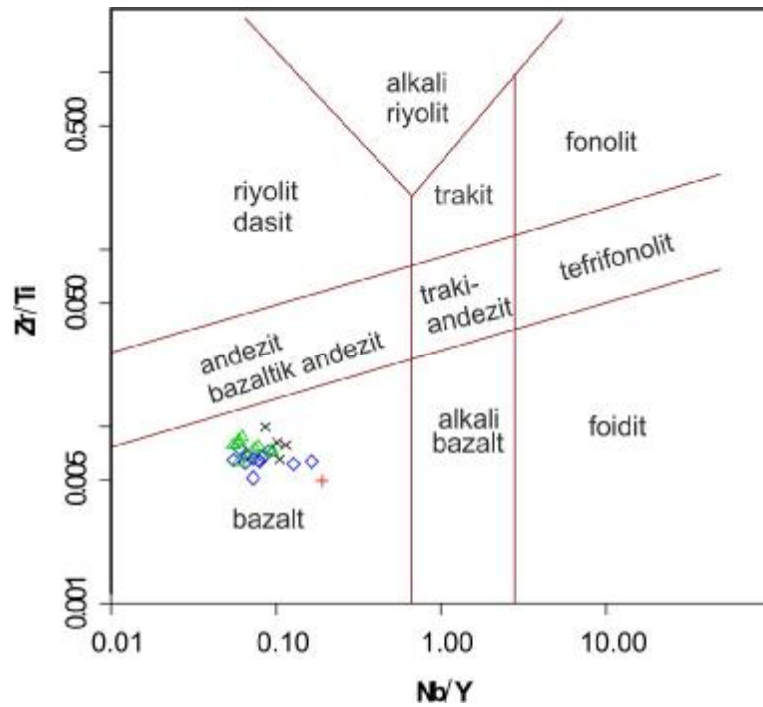
*Levha dayk; **İzotrop gabro; ***Plajiyogranit

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitindeki levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait 4 grup kayaç örneklerinin magma tipini belirlemek üzere Ti/Y oranları ile Nb/Y oranları karşılaştırılabilmektedir. Pearce (1982) tarafından geliştirilen bu sınıflama diyagramında toleyitik ve alkalin magma serileri ayırtılabilmektedir. Çalışma alanındaki kayaçların Ti/Y (139-292) ve Nb/Y (0.14-0.33) oranlarına bakıldığında toleyitik magmadan türedikleri görülmektedir (Şekil 4.68).



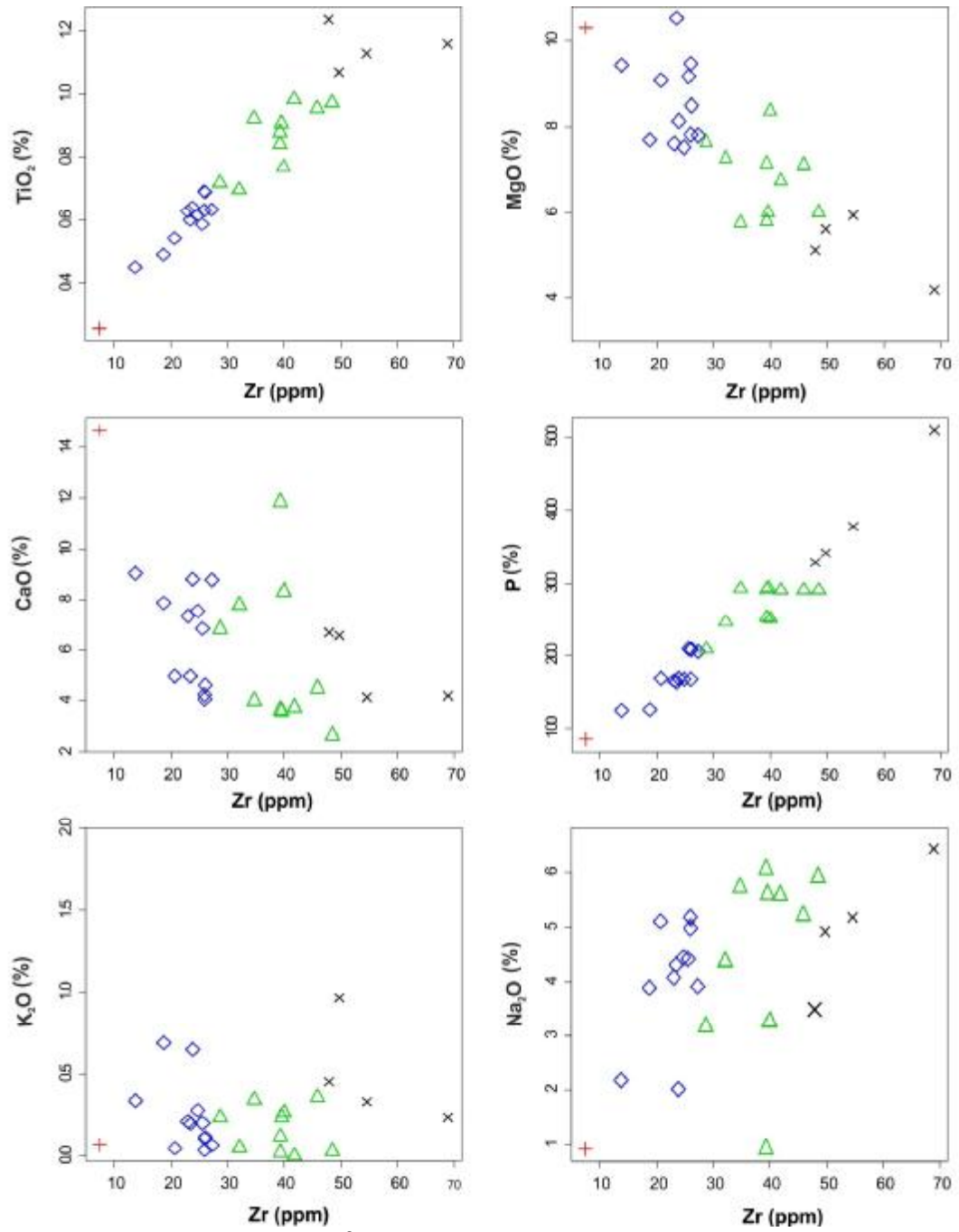
Şekil 4.68. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde gözlenen levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait kayaç örneklerinin Ti/Y-Nb/Y diyagramındaki konumları (Pearce, 1982).

Zr/Ti ve Nb/Y oranlarına göre yapılan kaya sınıflandırma diyagramı Pearce (1996) tarafından geliştirilmiştir. Buna göre çalışma alanında ayırte edilen 4 farklı gruba ait levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerin Zr/Ti (0.0044-0.0104) ve Nb/Y (0.14-0.33) değeri bu kayaçların bazaltik bileşimde olduklarını göstermektedir (Şekil 4.69).

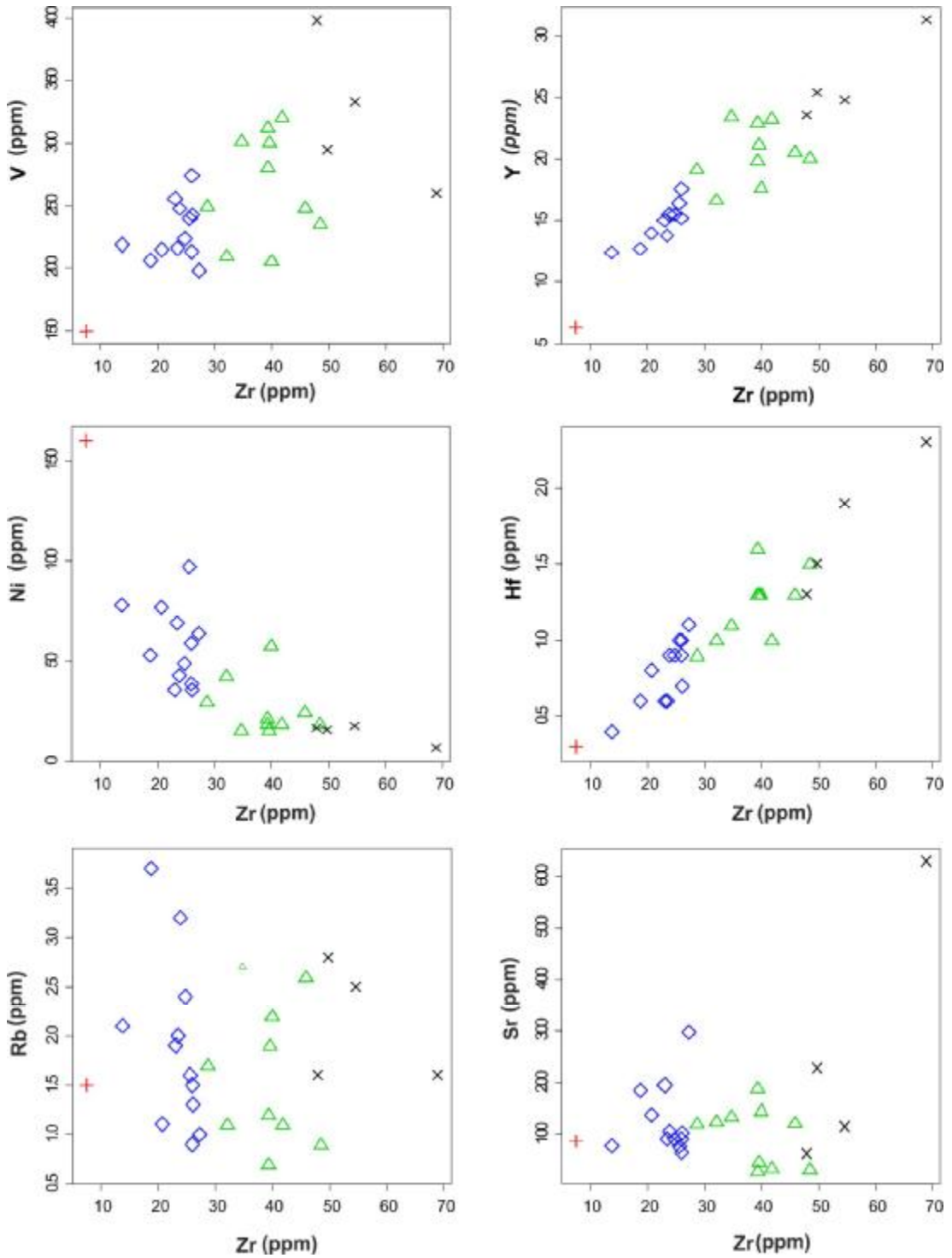


Şekil 4.69. Kızıldağ ofiyolitinde yer alan levha dayk kompleksi ve gabroyik kayaçların Zr/Ti-Nb/Y diyagramındaki konumları (Pearce, 1996).

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait 4 farklı kayaç grubu örneklerinin ana ve iz element içeriklerinin Zr' a göre değişimleri Şekil 4.70 ve 4.71' te verilmektedir. Tüm kayaç gruplarının Zr (16-47 ppm) elementine karşı değişimleri, TiO_2 (% 0.26-1.23), P (86-409 ppm), V (148-446 ppm), Y (11-32 ppm) ve Hf (0.3-2.3 ppm) elementleri bakımından benzer jeokimyasal davranışta olup, pozitif bir yönelim sundukları görülmektedir (Şekil 4.70 ve 4.71). Buna karşın tüm kayaç gruplarının Zr elementine karşı değişimleri MgO (% 4.19-410.43), CaO (% 2.70-14.66) ve Ni (3.3-41.3 ppm) elementleri bakımından benzer jeokimyasal davranış sergiledikleri ve negatif bir yönelim sundukları görülmektedir (Şekil 4.70 ve 4.71). Tüm bu element değişimleri, çalışma alanındaki kayaçların evriminde olivin, klinopiroksen ve plajiyoklas kristallenmesinin önemli bir rol oynadığına dair kanıtlar olarak değerlendirilebilir (Pearce ve Norry, 1979; Pearce, 1982). Aynı şekilde bazı ana (K_2O ve Na_2O) ve iz (Rb ve Sr) elementlerin ise anlamlı bir değişim sergilemedikleri görülmektedir. Bu durum, kayaçların oluşumunda sonraki süreçte alterasyonun önemli bir rol oynadığını göstermesi bakımından önemlidir (Şekil 4.70 ve Şekil 4.71).

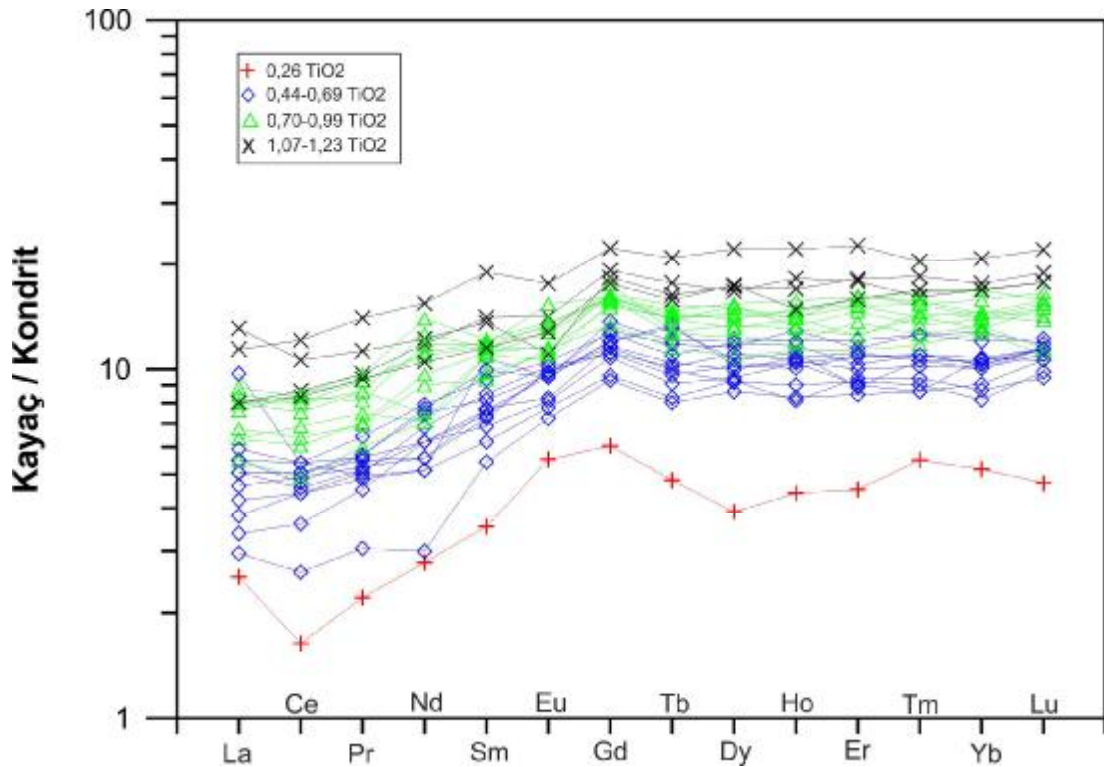


Şekil 4.70. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde yer alan levha dayk ve gabroyik merceklerle ait kayaların ana element içeriklerinin Zr' a göre dağılımı.



Şekil 4.71. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde yer alan levha dayk ve gabroyik merceklerle ait kayaların iz element içeriklerinin Zr' a göre dağılımı.

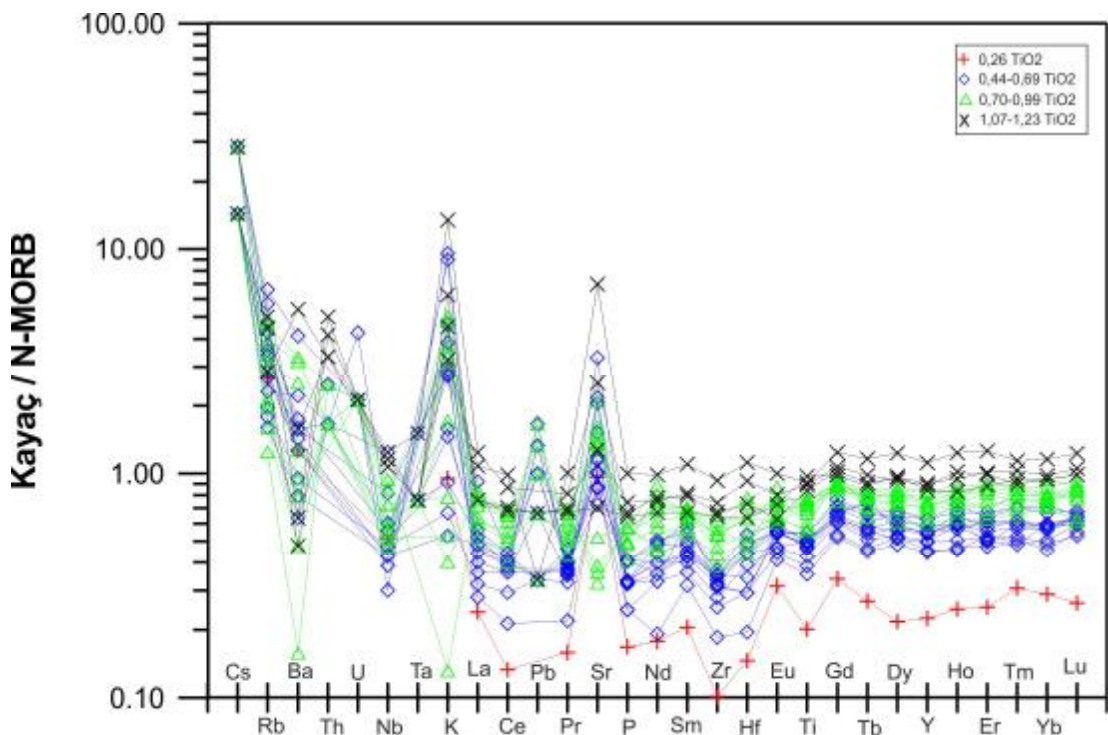
Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait 4 farklı kayaç grubu örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (REE) diyagramları Şekil 4.72' te sunulmaktadır. Levha daykları ve gabroyik merceğe ait kayaçlar hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından az oranda tüketilme sunmakla beraber yatay ve yataya yakın bir şekil sunmaktadırlar ($La_N/Yb_N = 0.32-0.96$) (Şekil 4.72). Dört farklı gruba ait kayaçların düşük TiO_2 içereğinden yükseğe doğru genel olarak nadir toprak elementleri bakımından zenginleştikleri ve kondrite göre 1.6 ile 22.7 arasında zenginleşme sundukları görülmektedir (Şekil 4.72). Bu durum, düşük TiO_2 içeriğine sahip kayaçların daha tüketilmiş bir magmadan, yüksek TiO_2 içeriğine sahip kayaçların ise daha az tüketilmiş magmadan türediklerini göstermektedir. Bu tip nadir toprak element şekilleri tipik olarak ada yayı toleyitlerinde (Papua New Guinea, Solomon Island, Macquarie Island) ve Türkiye' de okyanus içi dalma batma zonu üzerinde oluşan ofiyolitlerde görülmektedir (Jakes ve Gill, 1970; Parlak ve ark, 1994; Lytwyn ve Casey, 1995; Parlak, 1996; Parlak ve Delaloye, 1996; Parlak ve ark, 2000, 2004,2009, 2013; Parlak ve Robertson, 2004; Yalınız ve ark, 1996, 2000; Çelik ve Delaloye, 2003; Rızaoğlu ve ark., 2006; Bağcı ve Parlak, 2009; Bağcı ve ark., 2008).



Şekil 4.72. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde yer alan levha dayk ve gabroyik merceklerle ait kayaçların kondritte göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element diyagramı (Kondrit değerleri Sun ve Mc Donough, 1989' dan alınmıştır).

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait 4 farklı kayaç grubu örneklerinin okyanus ortası sırtı bazalt' a (N-MORB) göre normalize edilmiş örümcek diyagramları Şekil 4.73' de verilmektedir. Levha dayk kompleksi ve gabroyik merceğe ait kayaçların örümcek diyagramına bakıldığında bazı özelliklerin göze çarptığı görülmektedir. Bunlar sırasıyla; (a) N-MORB değerlerine göre çalışılan kayaçlarda yüksek TiO_2 içeriğinden düşük TiO_2 içeriğine göre farklı oranlarda tüketilme, (b) iri katyonlu litofil (LIL-Large Ion Lithophile) elementler bakımından zenginleşme (Cs, Rb, Th, K gibi), (c) Sr ve Pb elementleri bakımından zenginleşme, (d) Nb ve Ta elementleri bakımından tüketilme, (e) yüksek değerli katyonlar (HFS) bakımından ise yatay bir dağılım sunmasıdır (Şekil 4.73). İri katyonlu litofil (LIL-Large Ion Lithophile) elementler içerisinde bulunan Th elementi oldukça duraylı ve güvenilir bir element olup, diğer uyumsuz elementlere göre zenginleşme göstermesi bu kayaçların dalma-batma zonu ortamında oluştuğuna işaret eder (Wood ve ark, 1979; Pearce, 1983). Bunun yanında

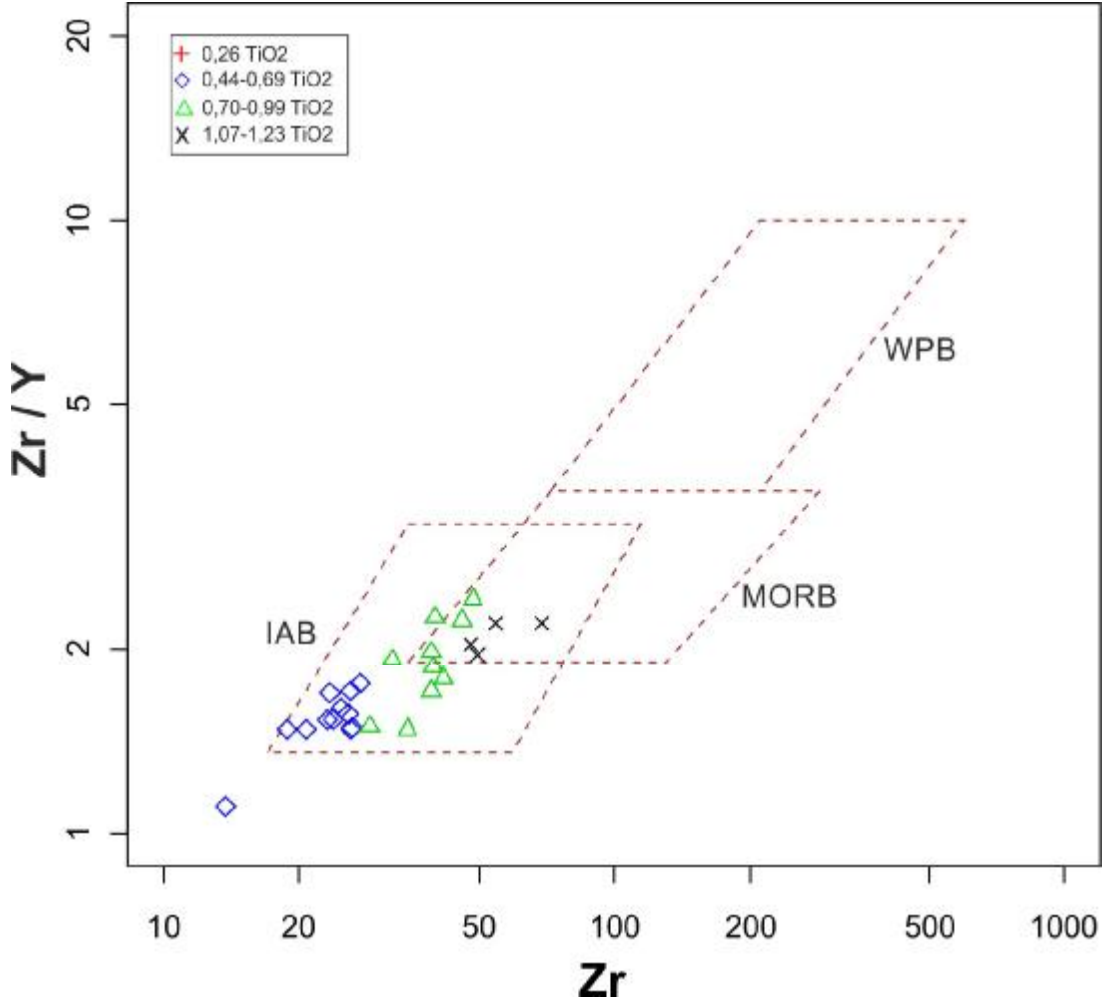
Nb elementindeki tüketilmede levha dayklarına ait kayaçların dalma-batma zonu ile ilişkili bir ortamda oluştuğunu göstermektedir (Arculus ve Powel, 1986; Yogodzinski ve ark, 1993; Wallin ve Metcalf, 1998). Doğu Akdenizdeki ofiyolitlerinde yer alan levha dayk kompleksi ve gabroyik kayaçların da benzer örümcek diyagramı şekillerine sahip oldukları literatürde yer almaktadır (Parlak ve ark, 1994; Lytwyn ve Casey, 1995; Çelik ve Delaloye, 2003; Bağcı ve ark., 2008; Bağcı ve Parlak, 2009; Parlak ve ark., 2009, 2013a, b).



Şekil 4.73. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinde yer alan levha dayk ve gabroyik mercıklere ait kayaçların Okyanus Ortası Sırtı Bazaltlarına göre normalize edilmiş örümcek diyagramı (N-MORB değerleri Sun ve Mc Donough, 1989' dan alınmıştır).

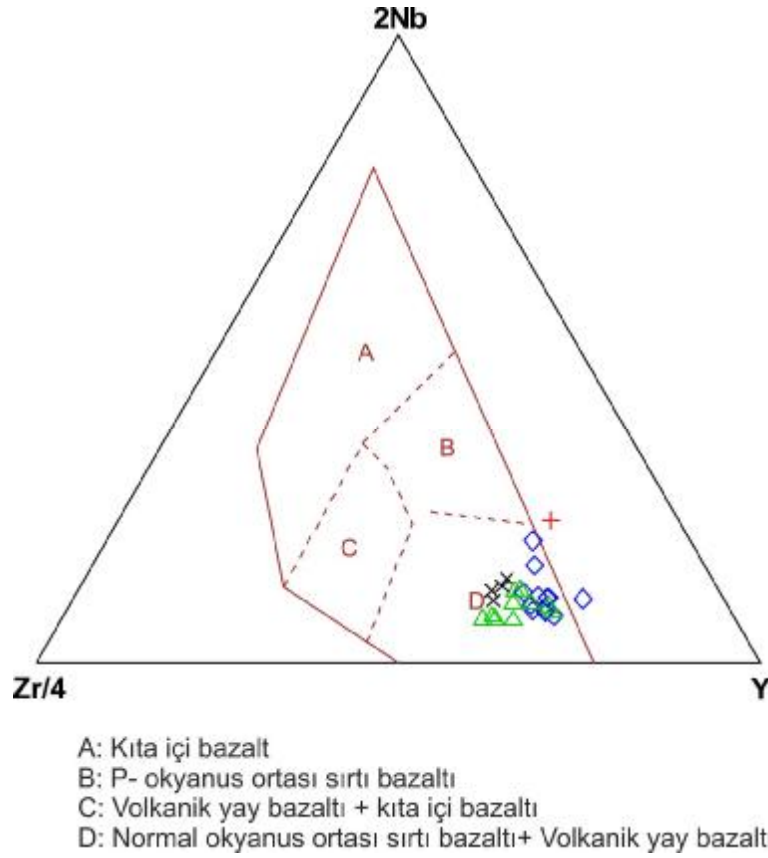
Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan levha dayk kompleksi ve gabroyik mercıklere ait 4 farklı kayaç grubu örneklerinin oluştuğu jeodinamik ortamı tespit etmek amacıyla farklı tektonik ayırtman diyagramları kullanılacaktır. Pearce ve Norry (1979) tarafından geliştirilen diyagramda; Zr elementine karşı Zr/Y oranı kullanılarak ada yayı bazaltları, okyanus ortası sırtı bazaltları ve kıta içi bazaltları birbirinden ayrılmaktadır (Şekil 4.74). Çalışma alanındaki kayaçlar genel olarak ada

yayı bazalt alanı içine düşmekte ve az oranda okyanus ortası sırtı bazalt alanı ile geçişli olarak yer almaktadır (Şekil 4.74).



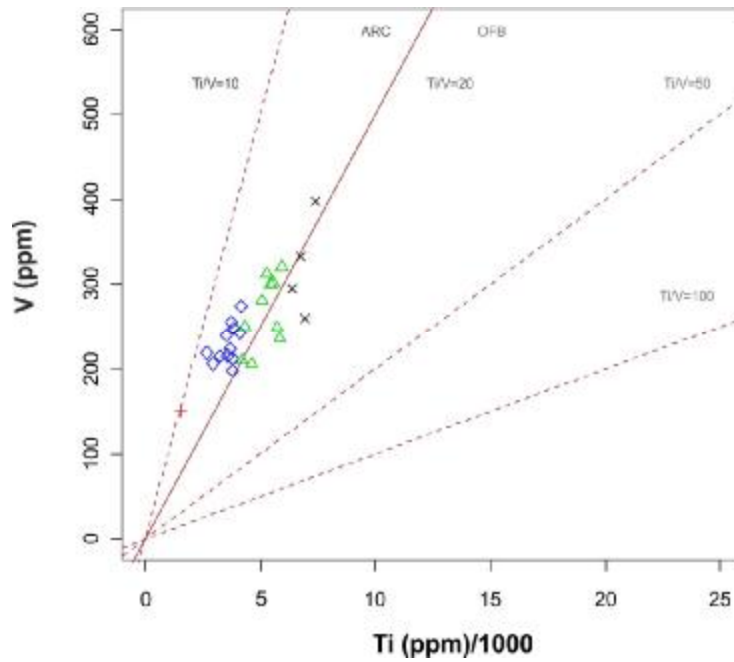
Şekil 4.74. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait kayaçların Zr - Zr/Y diyagramındaki konumları (Pearce ve Norry, 1979) (IAB=Ada Yayı Bazaltları; MORB= Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı; WPB= Kıta içi Bazaltı)

Meschede (1986) tarafından geliştirilen $2Nb - Zr/4 - Y$ üçgen diyagramında, çalışma alanındaki kayaçların Ada Yayı Bazaltları ve Okyanus Ortası Sırtı Bazaltlarının ortak alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.75). Bu nedenle levha daykları ve gabroyik merceklerle ait kayaçların okyanus içi yitimle ilişkili bir ortamda oluştuklarını işaret etmektedir.



Şekil 4.75. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait kayaçların 2Nb-Zr/4-Y üçgen diyagramındaki konumları (Meschede, 1986) (A= Kıta içi bazalt alanı ; B= Zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazalt alanı; C= Volkanik yay bazalt alanı; D=Volkanik yay ve normal okyanus ortası sırt bazalt alanı).

Shervais (1982) tarafından geliştirilen diyagramda; Ti elementine karşı V elementi kullanılarak ada yayı bazaltları, okyanus ortası sırtı bazaltları ve kıta içi bazaltları birbirinden ayrılmaktadır (Şekil 4.76). Çalışma alanındaki kayaçlar genel olarak ada yayı bazalt alanı içine düşmekte ve az oranda okyanus ortası sırtı bazalt alanına geçiş yapmaktadır (Şekil 4.76).



Şekil 4.76. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitini oluşturan levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklerle ait kayaların $Ti/1000 - V$ diyagramındaki konumları (Shervais, 1982) (Arc= Yay; OFB= Okyanus tabanı bazaltları; WPB= Kıta içi bazalt alanı).

4.5. Tartışma

Güneydoğu Anadolu’ da kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu Türkiye, Kıbrıs ve Suriye’ yi içine alan kuzey ve güney olmak üzere iki farklı ofiyolit kuşağının olduğu belirtilmektedir (Yılmaz, 1993; Robertson 2002; Parlak ve ark., 2009). Güney kuşak, Troodos (Kıbrıs), Baer– Bassit (Suriye), Antalya (Tekirova ve Gödene), Hatay, Amanos ve Koçali ofiyolitleridir. Bu ofiyolitler Geç Kretase’ de Güney Neotetis okyanusunda Bitlis-Pütürge masifi ve Arap platformu arasındaki okyanusal basende oluşmuşlardır. Bölgesel karşılaştırma yapıldığında; Kızıldağ ofiyolitinin Baer-Bassit ve Troodos ofiyoliti ile benzer petrolojik ve jeokimyasal özellikler sunduğu bir çok çalışmada belirtilmektedir. Kızıldağ ve Baer-Bassit ofiyolitlerinin aynı okyanusal litosferin parçası oldukları öne sürülmüştür. Baer-Bassit’ in Mاستريتيyen’ de Arap platformuna yerleşen ofiyolit kütlelerinin güney ucunu, Kızıldağ’ ın ise kuzey ucunu temsil ettiğini belirtilmektedir (Robertson, 1986a,b; Yılmaz, 1993; Al-Riyami ve Robertson, 2002; Al-Riyami ve ark., 2002; Bağcı ve ark., 2005, 2008). Kuzeyde yer

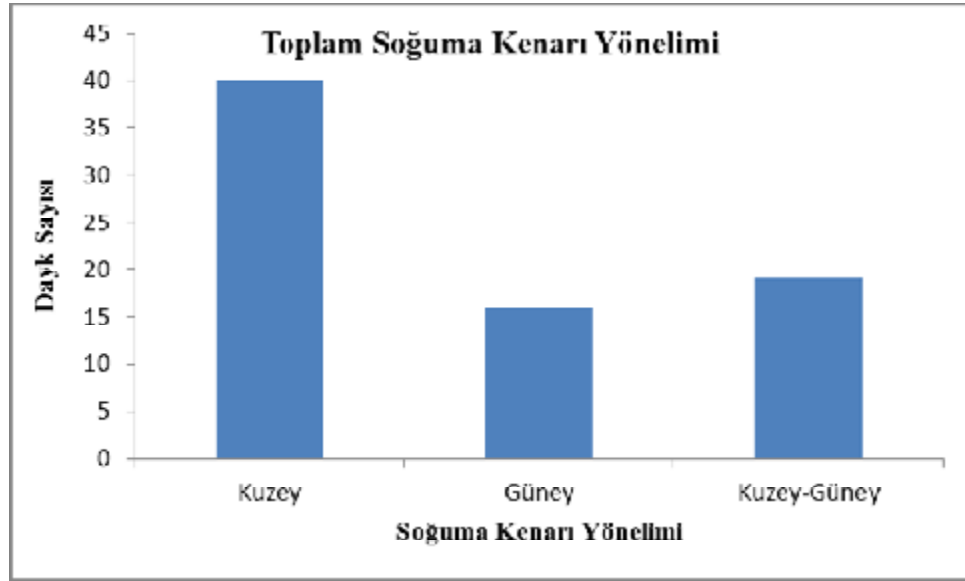
alan ofiyolit kuşağı, Toros platformu ile Bitlis-Pütürge masifi arasında yer alan ve Berit okyanusu olarak isimlendirilen okyanusal basenden türemiş olup, Göksun, İspendere, Kömürhan, Guleman ve Killan ofiyolitlerini kapsamaktadır (Robertson ve ark., 2013a, b). Bu kuşaktaki ofiyolitler metamorfik Malatya-Keban platformu tarafından tektonik olarak üzerlenmekte ve Geç Kretase yaşlı granitoidler tarafından kesilmektedir (Yılmaz, 1993; Yılmaz ve ark., 1993; Parlak 2006; Rızaoğlu ve ark., 2009; Karaoğlu ve ark., 2013a). Bu ofiyolitler, Orta Eosen sonunda Eosen yaşlı Maden Grubu üzerine bindirmişlerdir. Bu kuşaktaki ofiyolitler derinlik (kuvarslı diyorit) ve yüzey (bazalt-riyolit) kayaçlarında evrimleşmiş kayaçlar ile temsil edilmektedirler. Ofiyolitler okyanus içi yitimin ileri safhalarında volkanik yay birimleri (Yüksekova Kompleksi) tarafından üzerlenmektedirler (Rızaoğlu ve ark., 2006; Parlak ve ark., 2009; Karaoğlu ve ark., 2013b). Yukarıda sıralanan veriler; Göksun, İspendere, Kömürhan ve Guleman ofiyolitlerinin Güney Neotetis okyanusunun kuzey kenarı (Malatya–Keban Platformu) ile ilişkili bir okyanusal basende, Kızıldağ (Hatay), Troodos (Kıbrıs) ve Baer-Bassit ofiyolitlerinin ise Güney Neotetis okyanusunun güney kenarına (Arap Platformu) yakın bir okyanusal basende Geç Kretase’ de oluştuklarını işaret etmektedir (Robertson ve ark., 2006, 2007; Parlak ve ark., 2009, 2013b).

Türkiye’ de en iyi korunmuş okyanusal litosfer kalıntısı olarak değerlendirilen Kızıldağ ofiyoliti yaklaşık 7 km kalınlığa sahip olup, tabandan tavana doğru; harzburjitik manto tektonitleri, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabro, levha daykları ve volkaniklerden oluşmaktadır (Tinkler ve ark., 1981; Tekeli ve ark., 1983). Bağcı ve ark (2005) tarafından kümülat kayaçlarda yapılan tüm kayaç jeokimyası ve mineral kimyası çalışmalarında; oldukça kalsik plajiyoklaslar ve Mg’ ca zengin klinopiroksen ve olivinlerin varlığından söz ederek, bu kayaçların okyanus içi yay ortamında oluştuklarını ortaya koymuştur. Bağcı ve ark. (2008) tarafından Kızıldağ ofiyolitinin volkanikleri, levha daykları ve izotrop gabroları üzerine yapılan jeokimyasal çalışmalarda boninitik ve ada yayı toleyitik magmaların varlığından bahsederek bu kayaçların yay-önü tektonik ortamında oluştuğunu ortaya koymuştur. Kızıldağ ofiyolitinin oluşum yaşı ile ilgili olarak gabroyik kayaçlarda ve plajiyogranitlerde Sm-Nd ve U-Pb zirkon jeokronoloji çalışmaları yapılarak, okyanus

kabuğunun kristallenme yaşı yaklaşık 92 My tespit edilmiştir (Dilek ve Thy, 2009; Karaoğlu ve ark., 2013). Bu yaş verisi Troodos (Kıbrıs) ofiyolitinin oluşum yaşı ile uyumludur. Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait kabuğun, yavaş yayılan bir deniz tabanı yayılması sonucunda oluşan okyanusal kabuğun yapısal ve tektonik özelliklerini yansıttığı çeşitli çalışmalarda belirtilmiştir (Erendil, 1984; Dilek ve Delaloye, 1992; Dilek ve Thy, 1998).

Ofiyolitlerin, okyanusların tabanında deniz tabanı yayılmasına bağlı olarak oluşmasının kabulünden (Gass, 1968) sonra özellikle levha dayklarında bir çok çalışma gerçekleştirilmiştir (Moores ve Vine, 1971; Kidd ve Cann, 1974; Rothery, 1983; Erendil, 1984; Philips-Lander ve Dilek, 2009). Sözü edilen çalışmaların hepsinde levha dayklarının deniz tabanı yayılmasının kanıtları olarak değerlendirilmiştir. Ancak, Robinson ve ark. (2008) tarafından yapılan çalışmada levha dayk komplekslerinin tüm ofiyolitlerde gözlenmediğini belirtmişlerdir. Bu durumun nedeni olarakta yerleşme sırasındaki tektonik hareketlerin veya aşınmanın levha dayklarının bugün ofiyolitlerde gözlemlenememe durumunu bu basit gerekçelerle açıklayamayacağını öne sürmüşlerdir. Aynı yazarlar levha dayklarının ofiyolitlerin bir parçası olamayabileceğini düşünmek gerektiğini belirtmişlerdir. Ancak bu görüş bilim camiasında bugüne kadar fazla bir destek görmemiştir.

Tez kapsamında levha dayklarında yapılan istasyon çalışmaları sırasında dayk kalınlıklarının çok ince (0.5 cm) ile çok kalın (1 m) arasında değiştiği görülmektedir. Bu durum yitim zonu üzerindeki magmatik faaliyetlerle direkt olarak ilişkili olabilmektedir. Özellikle Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin yavaş yayılan bir sırt ekseninde olduğu bilinmektedir (Erendil, 1984; Dilek ve Delaloye, 1992; Dilek ve Thy, 1998). Yavaş yayılan sırtlarda magma odasının gelişimi oldukça sınırlıdır ve okyanusal kabuğun oluşumu yitim zonundan gelen az miktarda magma ile yapılandırılmaktadır. Bu nedenle dayk kalınlıklarındaki bu farklılıklar magma geliminin azlığı ya da çokluğu ile açıklanabilir. Dayklarda 12 istasyonda ölçülen toplan soğuma kenarı yönelimleri bir araya getirildiğinde; Kızıldağ ofiyolitinin Geç Kretase’ de Dğu-Batı gidişli bir sırt ekseninin kuzey bölümünde oluştuğuna dair güçlü kanıtlar ortaya çıkmaktadır (Şekil 4.77).



Şekil 4.77. Levha dayklarında ölçülen tüm istasyonlara ait toplam soğuma kenarı yönelimleri

Kızıldağ (Hatay) ofiyolitindeki levha dayk kompleksi ve gabroyik merceklere ait kayaçların toleyitik bir magmadan türedikleri ve okyanus içi dalma-batma zonu üzerinde oluştukları jeokimyasal olarak net bir şekilde ortaya konmuştur. Ayrıca, ana (TiO_2) ve iz (Zr) element içerikleri bakımından da kayaçların başlıca 4 farklı gruba ayrılabilirdiği görülmektedir. Bu farklı jeokimyasal grupları farklı istasyonlarda bir arada görebilmekteyiz. Bu durum; yitim zonu üzerinde oluşan Kızıldağ (Hatay) ofiyolitinin üst mantonun farklı derinliklerde ve farklı kısmi ergime derecesine bağlı olarak ergimesi sonucu oluşan magmadan beslendiklerini işaret etmektedir. Arazide daykların kesme-kesilme ilişkilerine bağlı olarak en az 3 farklı oluşumdan bahsedilebilir. Bu durum jeokimyasal açıdan belirlenen farklı magma oluşumları ile uyumluluk içerisindedir.

Yüksek lisans tezi kapsamında yapılan ayrıntılı arazi ve laboratuvar çalışmaları ile Kızıldağ (Hatay) ofiyolitine ait levha dayklarının (a) iç yapısı ortaya konmuş, (b) daykları oluşturan magmanın tipi belirlenmiş, (c) kayaç çeşitleri petrografik olarak tespit edilmiş, (d) olduğu jeodinamik ortam tüm kayaç jeokimyası ile ortaya konmuş, (e) oluşan kabuğun okyanusal yayılma merkezinin neresinden türediği belirlenmiş, (f) daykların kesme-kesilme ilişkileri ve jeokimyasal verilerle kaç farklı dayk gelişiminin olduğu ortaya konmaya çalışılmıştır.

5. SONUÇLAR

Doğu Akdeniz bölgesinde yer alan Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti Güney Neotetis' te tabandan tavana doğru oldukça iyi korunmuş okyanusal litosfer kalıntıları ile karakterize edilmektedir. Samandağ-Çevlik (Hatay) bölgesinde Akdeniz sahili boyunca iyi korunmuş yüzlekler sunan levha dayk kompleksinde yapılan ayrıntılı arazi ve laboratuvar çalışmaları ile aşağıda sıralanan sonuçlara ulaşılmıştır.

- a) Levha dayk kompleksinde yer alan dayklar 0.5 cm ile 100 cm arasında değişen çok farklı kalınlıklar sunmakta olup, deniz tabanı yayılmasının en önemli kanıtlarını oluşturmaktadırlar.
- b) Dayklar petrografik olarak diyabaz, mikrodiyorit ve kuvarslı mikrodiyoritler ile temsil edilirken, gabro mercekleri ise gabro ve diyoritler ile temsil edilmektedir.
- c) Yapılan jeokimyasal çalışmalar sonucunda, levha dayklarının oluşturan kayaların toleyitik magmadan türedikleri ve Geç Kretese' de okyanus içi yitim zonu üzerinde oluştukları görülmüştür.
- d) Jeokimyasal çalışmalarda TiO_2 içeriğine göre levha dayklarının oluşumu sırasında 4 farklı magma gelişiminin olduğu görülmektedir. Bu durum okyanus içi yitim zonunun evrimi sırasında yüksek TiO_2 içeriğinden düşük TiO_2 içeriğine doğru farklı oranlarda ve derinliklerde üst mantonun kısmi ergime ile açıklanabilir.
- e) Levha dayklarında gerçekleştirilen arazi çalışmalarına bağlı olarak kesme-kesilme ilişkileri sonucunda en az 3 farklı magma gelişiminin olduğu söylenebilir.
- f) Levha dayklarının arasında gözlenen farklı boyutlardaki gabro mercekleri, levha daykları ile izotrop gabrolar arasında ilksel dokanak ilişkisinin korunduğu ve izotrop gabroları oluşturan magmalar ile aynı kökene sahip olduğu söylenebilir.
- g) Levha dayklarında farklı istasyonlarda ölçülen soğuma kenarı yönelimleri, Kızıldağ ofiyolitinin Güney Neotetis' te Geç Kretase

döneminde gelişimini sürdüren yaklaşık D-B uzanımlı okyanusal rift ekseninin kuzey bölümüne ait olduğu söylenebilir.

KAYNAKLAR

- AKTAŞ, G., ROBERTSON, A.H.F., 1984. The Maden Complex, SE Turkey: Evolution of a Neotethyan Continental Magrin. In: DIXON, J.E., ROBERTSON, A.H.F. (eds.), the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 375-402.
- ALABASTER, T., PEARCE, J.A., MALPAS, J., 1982. The Volcanic Stratigraphy and Petrogenesis of the Oman Ophiolite Complex. Contrib. Mineral. Petrol., 81, 168-83.
- AL-RIYAMI, K., ROBERTSON, A.H.F., DIXON, J., XENOPHONTOS, C., 2002. Origin and Emplacement of the Late cretaceous Baer Basit Ophiolite and its Metamorphic Sole in NW Syria. Lithos, 65, 225-260.
- ANIL, M., ve YAŞAR, E., 1990. Antakya-Arsuz (Hatay) Arasında GÖrülen Kromit Cevherleşmelerinin Metalojenezi ve Jeokimyası. Ç.Ü., Müh.-Mim. Fak., Dergisi, 5/1, 117-153
- ANIL, M., 1993. Çevlik-Tekneşin-Holtakayası (Samandağ-Hatay) Arası Ofiyolitleri ve Kromit Cevherleşmeleri. Ç.Ü. Müh. Fak. Dergisi, 8, 1, 195-214.
- ANONYMOUS, 1972. Penrose Field Conference on Ophiolites, Geotimes, 17, 24-25.
- ANDREW, T., and ROBERTSON, H. F., 2002. The Beyşehir-Hoyran-Hadım Nappes: Genesis and Emplacement of Mesozoic Marginal and Oceanic Units of the Northern Neotethysis Southern Turkey. Journal of the Geological Society, London, 159, 529-543.
- ARCULUS, R.J., POWEL, R., 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. Journal of Geophysical Research 91, 5913– 5926.
- ASLANER, M., 1973. İskenderun-Kırıkhan BÖlgesindeki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Petrografisi. MTA yayını, No, 150.
- AYSAN, H., ve YAMAN, S., 1991. Kisecik (Hatay) Altınlı Kuvars Damarının Jeolojik, Mineralojik ve KOkensel İncelenemesi. Yerbilimleri Geosound, 18, 57-66.

- BAĞCI, U., 2004. Kızıldağ (Hatay) ve Tekirova (Antalya) Ofiyolitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi. Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü (Yayınlanmamış).
- BAĞCI, U., PARLAK, O. and HOCK, V., 2005. Whole-Rock Mineral Chemistry of Cumulates from the Kızıldağ (Hatay) Ophiolite (Turkey): Clues for Multiple Magma Generation During Crustal Accretion in the Southern Neotethyan Ocean, *Mineralogical Magazine*, 69 (1), 53-76.
- BAĞCI, U., PARLAK, O. and HOCK, V., 2008. Geochemistry and tectonic environment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kızıldağ (Hatay) ophiolite southern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences* 17, 43-71.
- BAĞCI, U. ve PARLAK, O. 2009. Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (Southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan subduction. *International Journal of Earth Sciences* 98, 387– 405.
- BEBIEN, J., SHALLO, M., MANIKA, K. & GEGA, D., 1998. The Shebenik Massif (Albania): A link between MOR- and SSZ Type Ophiolites? *Ophioliti* 23, 7-15.
- BORTOLOTTI, V., NICOLAE, I., MARRONI, M., PANDOLFI, L., PRINCIPI, G., and SACCANI, E., 2002. Geological and Petrological evidences for Jurassic Association of Ophiolite and Island Arc Volcanics in the South Apuseni Mountains (Romanian Carpathians). *Int Geology Rev.* 44 (10), 938-955.
- CAMERON, W.E., NISBET, E.G., and DIETRICH, V.J, 1979. Boninites, Komatiites and Ophiolitic Basalts. *Nature*, 280, 550-553.
- CASEY, J. F., And DEWEY, J. F., FOX, P. J., KARSON, J. A., ROSENCRANTZ, E., 1981. Heterogeneous nature of the oceanic crust and upper mantle: a perspective from the Bay of islands ophiolites complex. In: EMILIANI; C. (ed.) *The Sea* Wiley, Newyork 7, 305-335.

- CASEY, J. F., And DEWEY, J. F., 1984. Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple junction evolution and forearc spreading centres; Implications for ophiolite geology and obduction. Geological Society of London Special Publications, 13, p. 269-290.
- COLEMAN, R. G.,1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. Jour. Geophys. Research, v. 76, p.1212-1222.
- COLEMAN, R. G.,1977. Ophiolites. Newyork Springer – Verlag, p.288.
- COLEMAN, R. G.,2000. Prospecting for ophiolites along the California continental margin. In: Dilek, Y. et al eds. Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program. Geological Society of America Bulletin Special Paper 349, p. 351-364.
- COLLINS A.S., ROBERTSON A.H.F, 1998. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene Episodic Thrust-Sheet Translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. J Geol Soc Lond 155,759– 772.
- ÇELİK, O.F., 2007. Orta Toroslar’ın Jeodinamik Evrimi Ereğli (Konya)-Ulukışla (Niğde)- Karsantı (Adana)- Namrun (İçel) YOresi, MTA Raporu No: 11006, Ankara.
- ÇELİK, O.F., CHIARADIA, M., 2008. Geochemical And Petrological Aspects Of Dike Intrusions İn The Lycian Ophiolites (SW Turkey): A Case Study For The Dike Emplacement Along The Tauride Belt Ophiolites. International Journal of Earth Sciences,97,1151-1164.
- ÇELİK, O. F., and DELALOYE, M., 2003. Origin of Metamorphic Soles and their Post-Kinematic Mafic Dyke Swarms in the Antalya and Lycian Ophiolites, SW Turkey. Geological Journal, 38: 235-256.
- ÇELİK, O.F., MARZOLI, A.,CHIARADIA, M., NEUBAUER, F., OZ, İ., 2011. Early-Middle Jurassic Intra- oceanic subductionin the Izmir-Ankara-Erzincan Ocean, Northern Turkey, Tectonophysics,509, 120-134.
- ÇOĞULU, H.E., 1973. Hatay-Kızıldağ Masifinin Oluşumu Hakkında Yeni Buluşlar. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, Ankara, 409, 423.
- ÇOĞULU, H.E., 1975. Hatay Ultramafitlerinin Jeolojisi ve Petrolojisi. Proje TBAG-62 (tubitak), Turkey,90p.

- ÇOĞULU, H.E., DELALOYE, M., VUAGNAT, M., and WAGNER, J.J., 1976. Some Geochemical, Geochronological and Petrophysical Data on the Ophiolitic Massif the Kizil Dag Hatay-Turkey. *Compte Rendu des Seances de la Societe de Physique et D' Historie Naturelle de Geneve*, NS, 10, 2-3, 141-150.
- DELALOYE, M., VUAGNAT, M., WAGNER, J.J., 1977. K– Ar ages from the Kızıldag ophiolitic complex (Hatay, Turkey) and their interpretation. In: Bijou-Duval, B., Montadert, L. (Eds.), *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins*, Split (Yugoslavia), pp. 73– 78.
- DELALOYE, M., PİŞKİN, O., SELÇUK, H., VUAGNAT, M., and WAGNER, J.J., 1980. Geological Section Through the Hatay Ophiolite along the Mediterranean Coast, Southern Turkey. *Ofioliti*, 5 (2/3), 205-216.
- DEWEY, J. F. and BIRD J. M., 1970. Mountain belts and the New Global Tectonics: *Journal of Geophysical Research* v.75, p. 2625-2647.
- DEWEY, J. F. and BIRD J. M., 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland: *Journal of Geophysical Research*, v.76, p.3179-3206.
- DİLEK, Y., THY, P., MOORES, E.M., 1991. Episodic dike intrusions in the northwestern Sierra Nevada, California: implications for multi-stage evolution of a Jurassic arc terrane. *Geology* 19, 180– 184
- DİLEK, Y., and DELALOYE, M., 1992. Structure of the Kızıladağ Ophiolite, a Slow-Spread Cretaceous Ridge Segment North of the Arabian Promontory. *Geology*, 20, 19-22.
- DİLEK, Y., and EDDY, C.A., 1992. The Troodos (Cyprus) and Kizildag (S. Turkey) Ophiolites as Structural Models for Slow-Spreading Ridge Segments. *The Journal of Geology*, Volume, 100, p.305-322.
- DİLEK, Y., AND THY, P., 1998. Structure, Petrology and Seafloor Spreading Tectonics of the Kızıladağ Ophiolite, Turkey. In: *Modern Ocean Floor Processes and the Geological Record* (edited by Mills, R.A. and Harrison, K.), Geological Society, London, Special Publication, 148, 43-69.

- DİLEK, Y., SHALLO, M., AND FURNES, H., 2005, Rift-drift, seafloor spreading, and subduction zone tectonics of Albanian ophiolites: *International Geology Review*, v. 47, p. 147– 176.
- DİLEK, Y., THY, P., HACKER, B. AND GRUNDTVIG, S.,1999. Structure and Petrology of Tauride Ophiolites and Mafic Dike Intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan Ocean, *GSA Bulletin*, 111, 8, 1192-1216.
- DİLEK, Y., FLOWER, M. F. J., 2003.Arc- Trench Rollback And Forearc Accetion:2. A Model Template For Ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman, *Special Publications*, Vol. 218, Geological Society, London, pp.43-68.
- DİLEK, Y., SHALLO, M., FURNES, H., 2005. Rift-Drift, Seafloor Spreading, and Subduction Tectonics of Albanian Ophiolites, *International Geology Review*, vol.47, pp. 147-176.
- DİLEK, Y. and THY, P., 2006. Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara mélange, central Turkey, *Island Arc*, vol.15, pp 44-57.
- DİLEK, Y., FURNES, H., SHALLO, M., 2007. Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana, *Gondwana Research*, vol.11, pp. 453-475.
- DİLEK, Y., FURNES, H.,SHALLO, M., 2008. Geochemistry of the Jurassic Mirdata Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust,*Lithos*, v. 100, p. 174-209.
- DİLEK, Y. and THY, P., 2009, Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: Model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories: *Lithos*, v. 113, p. 68-87.
- DİLEK, Y. and FURNES, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems: *Lithos*, v. 113, p. 1-20.
- DİLEK, Y. AND FURNES, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere,*Geological Society of America Bulletin*, vol.123, pp.387-411.
- DUBERTRET, L.,1953. Geologie des roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay (Turquie). *Notes MemMoyen Orient*, 6, p. 227.

- ERENDİL, M. 1984. Petrology and Structure of the Upper Crustal Units of the Kızıldağ Ophiolite. In: TEKELİ, O. & GONCÜOĞLU, M.C. (eds) *Geology of the Taurus Belt*, Proceedings, Mineral Research & Exploration Institute, Turkey, Ankara, 269-284.
- FLOWER M.F.J., DİLEK Y., 2003. Arc-Trench Rollback and Accretion: 1. A Collision Induced Mantle flow Model For Tethyan Ophiolites. In: Dilek Y., Robinson P.T. (Eds) *Ophiolites In Earth History*. Geological Society of London Special Publication 218, pp 21– 41.
- FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A. 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21, 291– 306.
- FLOYD, R, A., GÖNCÜOĞLU, M. C., WINCHESTER, J. A. and YALINIZ, M. K., 2000. Geochemical Character And Tectonic Environment Of Neotethyan Ophiolitic Fragments And Metabasites İn The Central Anatolianscrystalline Complex, Turkey. In: Bozkurt.,E., Winchester, J. A. (Eds). *Tectonics And Magmatism İn Turkey And the surrounding area*, Geological Society of London Special Publications, 173, 182-202.
- GASS, I. G., 1963. Is Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?: *Nature* (London), v. 220, p. 39-42.
- GASS, I. G., 1968. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor ?. *Nature*, v: 220: p: 39-42.
- GÖNCÜOĞLU M.C., TURHAN N., SENTURK K., OZCAN A. and UYSAL S., 2000. A geotraverse across NW Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In: E. Bozkurt et al. (Eds.), *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 173: 139-161.
- HAWKINS, J. W., BLOOMER, S. H., EVANS, C. A. And MELCHIOR, J. T., 1984. Evolution of intra oceanic arc trench systems, *Tectonophysics*, v. 102, p. 175-205.

- HART, S. R., ERLANK, A. J., AND KABLE, E. J. D., 1974. Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 44, p. 219-230.
- HEBERT, R., AND LAURENT, R., 1990. Mineral Chemistry of the Plutonic Section of the Troodos Ophiolite: New Constraints for Genesis of Arc Related Ophiolites. In: MALPAS, J., MOORES, E., PANAYIOTOU, A., AND XENOPHONTOS, C. (eds.), *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, Proceedings Troodos Ophiolite Symposium-1987*, 149-163.
- HOEK, E., CARRANZA-TORRES, C., AND CORKUM, B. 2002. Hoek-Brown Failure Criterion – 2002 Edition. *Proc. 5th North American Rock Mechanics Symposium*, Toronto, July 2002, 267-273.
- HUMPHRIS, S. E. & THOMPSON, G. 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 42, 127– 136.
- IRWIN, W. P. ,1977. Ophiolitic terranes of California Oregon and Nevada In: Coleman, R. G. And IRWIN, W. P., eds ., *North American Ophiolites* Portland Oregon Department of Geology and mineral industries bulletin 95, p. 75-92.
- JAKES, P. and GILL, J. 1970. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth and Planetary Science Letters* 9, 17– 28.
- JUTEAU, T., 1980. Ophiolites of Turkey. *Ophioliti*, 2, 199-235.
- JUTEAU, T., NICOLAS, A., DUBESSY, J., FRUCHARD, J.C., AND BOUCHEZ, J.L., 1977. Structural Relationship in the Antalya Ophiolite Complex, Turkey: Possible Model for an Oceanic Ridge. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1740-1748.
- KARAOĞLAN, F., PARLAK, O., KLOTZLI, U., THONI, M. AND KOLLER, F., 2013a. U-Pb and Sm-Nd Geochronology Of The Kızıldağ (Hatay, Turkey) Ophiolite: İmplications For The Timing And Duration Of Suprasubduction Zone Type Oceanic Crust Formation İn Southern Neotethys. *Geological Magazine*, 150(2), 283-299.

- KARAOĞLAN, F., PARLAK, O., ROBERTSON, A.H.F., KLÖTZLİ, U., THÖNİ, M., KOLLER, F., AND OKAY, A.İ., 2013b. Evidence of Eocene high-temperature/high-pressure metamorphism of ophiolitic rocks and granitoid intrusion related to Neotethyan subduction processes (Doğanşehir area, SE Anatolia). In: Robertson, A. H. F., Parlak, O. & Ünlügenç, U. C. (eds). Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications, 372, 249– 272.
- KIDD, R.G.W. and CANN, J.R., 1974, Chilling statistics indicate an ocean-floor spreading origin for the Troodos Complex, Cyprus, Earth Planet. Sci. Letts., 24:151-155.
- LEITCH, E. C., 1984. Island arc elements and arc related ophiolites, Tectonophysics, v. 106, p. 177- 203.
- LYTWYN, J.N., and CASEY, J.F. 1993. The Geochemistry and Petrogenesis of Volcanics and Sheeted Dikes from the Hatay (Kızıldağ) Ophiolite, Southern Turkey: Possible Formation with the Troodos Ophiolite, Cyprus, Along Fore-Arc Spreading Centers. Tectonophysics, 223, 237-272.
- LYTWYN, J.N. and CASEY, J.F. 1995. The geochemistry of postkinematic mafic dyke swarms and subophiolitic metabasites, Pozanti-Karsanti ophiolite, Turkey: evidence for ridge subduction. Geological Society of America Bulletin 107, 830– 850.
- MALPAS, J., MOORES, E.M., PANAYIOTOU, A., XENOPHONTOS, C., EDS., 1990. Ophiolites-oceanic crustal analogues- Proceedings of the Symposium “ Troodos 1987” ; Nicosia, Cyprus, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Department, p.733.
- MIYASHIRO, A., 1973, Metamorphism and Metamorphic Belts: Allen and Unwin Ltd., London, 492p.
- MOORES, E.M., 1970. Ultramafics and orogeny with models of the US Cordillera and the Tethys, Nature, v. 228, p. 837-842.
- MOORES, E.M., 1982. Origin and Significance of Ophiolites. Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 20, p. 735-760.

- MOORES, E.M., and VINE, F.J., 1971. Troodos Massif, Cyprus, and Other Ophiolites as Oceanic Crust: Evaluation and Implications. Philosophical Transactions of the Royal Society London, 268A, 443-466.
- OKAY, A.I., 1986. High-Pressure / Low Temperature metamorphic Rocks Of Turkey, Geological Society of America, Memoir 164, pp.333-345.
- OKAY, A.I., 1989. Alpine- Himalayan Blueschists, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17:55-87.
- OKAY, A.I., 2008. Geology of Turkey: A synopsis. *Ansschnitt*, 21, 19-42.
- OKAY, A.I. and TÜYSÜZ, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen, (eds. B. Durand, L., Jolivet, F., Horváth and M., Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515.
- OKAY, A. I., SATIR M. AND SIEBEL W., 2006. Pre-Alpide Palaeozoic and Mesozoic orogenic events in the Eastern Mediterranean region. In: D.G. Gee and R.A. Stephenson (Eds.), *European lithosphere dynamics*. Geol. Soc. London Mem., 32: 389-405.
- OKAY, A.I., ŞAHİNTÜRK, O., 1997. Geology of the Eastern Pontides in A. G. Robinson, ed., *Regional and Petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68*, p. 291-311.
- OKAY, A. I. , WHITNEY, D.L., 2010, Blueschists, Eclogites, Ophiolites And Suture Zones In Northwest Turkey: A Review And A Field Excursion Guide, *Ophioliti*, 35 (2), 131-172.
- ÖNEN, A. P., HALL, R., 2000. Sub-ophiolite metamorphic rocks from NW Anatolia, Turkey, In : *Journal of Metamorphic Geology*. 18, 5, p. 483-495.
- PANAYIOTOU, A., 1980. Cu-Ni-Co-Fe Sulphide Mineralization, Limassol Forest, Cyprus, in *Ophiolites; Proceedings, International Ophiolite Symposium*, Edited by A. Panayiotou, pp.102-116.
- PARLAK, O., 1996. Geochemistry and Geochronology of the Mersin Ophiolite within the Eastern Mediterranean Tectonic Frame (Southern Turkey). These Doctorat, Université de Genève, Terre & Environnement 6, 242pp.

- PARLAK, O., 2006. Geodynamic Significance Of Granitoid Magmatism in Southeast Anatolia: Geochemical and Geochronological Evidence From Göksun-Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) Region. *International Journal Of Earth Sciences*, 95, 609-627.
- PARLAK, O., DELALOYE, M., BİNGÖL, E., 1995. Origin of Sub-Ophiolitic Metamorphic Rocks Beneath the Mersin Ophiolite, Southern Turkey. *Ophioliti*, 20, 2, 97-110.
- PARLAK, O. & DELALOYE, M. 1996. Geochemistry and timing of Postmetamorphic dike emplacement in the Mersin ophiolite (southern Turkey): new age constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Terra Nova* 8, 585-592.
- PARLAK, O., DELALOYE, M. & Bingöl, E. 1995. Origin of subophiolitic metamorphic rocks beneath the Mersin ophiolite, southern Turkey. *Ophioliti*, 20, 97-110.
- PARLAK, O., DELALOYE, M., BİNGÖL, E., 1996. Mineral Chemistry of Ultramafic and Mafic Cumulates as an Indicator of the Arc Related Origin of the Mersin Ophiolite (Southern Turkey). *Geol. Rundsch*, 85, 647-661.
- PARLAK, O., HOCK, V., DELALOYE, M., 2000. Suprasubduction Zone Origin of the Pozantı-Karsantı Ophiolite (Southern Turkey) Deduced from Whole-Rock and Mineral Chemistry of the Gabbroic Cumulates. In: E. BOZKURT, J.A. WINCHESTER, J.D.A. PIPER (Editors), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surroundings Area*. Geological Society, London, Special Publications 173, 219-234.
- PARLAK, O., DELALOYE, M., DEMİRKOL, C. and UNLUGENC, U. C. 2001. Geochemistry of Pliocene/Pleistocene basalts along the Central Anatolian Fault Zone (CAFZ), Turkey. *Geodinamica Acta*, 14, 159-167.
- PARLAK, O., HOCK, V., DELALOYE, M., 2002. The Supra-Subduction Zone Pozantı-Karsantı Ophiolite Southern Turkey: Evidence for High-Pressure Crystal Fractionation of Ultramafic Cumulates. *Lithos*, 65, 205-224.

- PARLAK, O. & ROBERTSON, A. H. F. 2004. The ophiolite-related Mersin melange, southern Turkey: its role in the tectonic-sedimentary setting of the Tethys in the eastern Mediterranean region. *Geological Magazine*, 141, 257– 286.
- PARLAK, O., HOCK, V., KOZLU, H., DELALOYE, M., 2004. Oceanic Crust Generation in an Island Arc Tectonic Setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey). *Geological Magazine*, 141, 583-603.
- PARLAK, O., HOECK, V., KOZLU, H., DELALOYE, M., 2006. Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey) *Geological Magazine*, 141, pp. 583– 603.
- PARLAK, O., RIZAOĞLU, T., BAĞCI, U., KARAOĞLAN, F., HOCK, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey, *Tecto-* 124298; No of Pages 15.
- PARLAK, O., KARAOĞLAN, F., KLOETZLI, U., THONI, M., KOLLER, F., and BAĞCI, U., 2009. Isotope Geochronology And Geochemistry of The Kızıldağ (Hatay) Ophiolite, Southern Turkey: Evidence for Crystallization Age of Oceanic Crust and Distinct Magma Genesis in Southern Neotethyan Ocean. 62th Geological Kurultai Of Turkey, 13-17 April 2009, MTA-Ankara, Turkey, 828-829.
- PARLAK, O., KARAOĞLAN, F., RIZAOĞLU, T., KLOTZLI, U., KOLLER, F. AND BILLOR, Z., 2012. U-Pb and ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of the ophiolites and granitoids from the Tauride belt: implications for the evolution of the Inner Tauride suture. *Journal of Geodynamics*, 65, 22-37.
- PARLAK, O., KARAOĞLAN, F., RIZAOĞLU, T., NURLU, N., BAĞCI, U., HOCK, V., ÖNAL, A., KÜRÜM, S. and TOPAK, Y., 2013. Petrology of the İspendere (Malatya) ophiolite from the Southeast Anatolia: implications for the Late Mesozoic evolution of the southern Neotethyan ocean. In: Robertson, A.H.F., Parlak, O. and Ünlügenç, U. C. (eds) *Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region*. Geological Society of London, Special Publication, 372.

- PARLAK, O., ÇOLAKOĞLU, A., DÖNMEZ, C., SAYAK, H., YILDIRIM, N., TÜRKEL, A., AND ODABAŞI, İ., 2013a. Geochemistry and tectonic significance of ophiolites along the İzmir– Ankara– Erzincan Suture Zone in northeastern Anatolia. In: Robertson, A. H. F., Parlak, O. & Ünlügenç, Ü. (eds) Geological Development of the Anatolian Continent and the Easternmost Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications, 372, 75-105.
- PARLAK, O., KARAOĞLAN, F., RIZAOĞLU, T., NURLU, N., BAĞCI, U., HOCK, V., ÖZTÜFEKÇİ-ÖNAL, A., KÜRÜM, S. AND TOPAK, Y., 2013b. Petrology of the Ispendere (Malatya) ophiolite from the Southeast Anatolia: implications for the Late Mesozoic evolution of the southern Neotethyan ocean. In: Robertson, A. H. F., Parlak, O. & Ünlügenç, Ü. (eds) Geological Development of the Anatolian Continent and the Easternmost Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications, 372, 219– 247.
- PEARCE, J.A., 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Thorpe, R. S., ed. *Orogenic andesites and related rocks*: Chichester, UK. John Wiley and Sons, p. 525-548.
- PEARCE, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, pp. 230– 249.
- PEARCE, J.A., and CANN, J. R., 1973. Tectonic setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290-300.
- PEARCE, J.A., and NORRY, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33– 47.
- PEARCE, J.A., LIPPARD, S.J., AND ROBERTS, S. 1984. Characteristics and Tectonic Significance of Suprasubduction Zone Ophiolites. In: KOKELAAR, B.P., and HOWELLS, M.F. (eds.) *Marginal Basin Geology*. Geological Society of London Special Publication, 16, 77-89.

- PEARCE, J. A. 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geochemistry Short Course Notes. Geological Association of Canada, St John' s, Newfoundland, 12, 79– 113.
- PİŞKİN, O., DELALOYE, M., MORITZ, R., SELÇUK, H., and WAGNER, J.J., 1984. A Tectonic Approach to the Hatay Ophiolite (Kızıl dag, Turkey). *Ofioliti*, 9 (3), 535-546.
- POURTEAU, A., CANDAN, O., OBERHANSLI, R., 2010. High-pressure metasediments in central Turkey: constraints on the Neotethyan closure history, *Tectonics*, 29,p.?
- RIZAOĞLU, T., PARLAK, O., HOCK, V., and İŞLER, F.,2006. Nature and Significance of Late Cretaceous Ophiolitic Rocks and its Relation To The Baskil Granitoid İn Elazığ Region, SE Turkeyi, *In: Robertson, A.H.F., AndMountrakis, D., (Eds), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications 260, 327-350.*
- RIZAOĞLU, T., PARLAK, O., HOCK, V., KOLLER, F., HAMES, W.E., BİLLOR, Z., 2009. Andean Type Active Margin Formation in the Eastern Taurides: Geochemical and Geochronological Evidence from the Baskil Granitoid, SE Turkey. *Tectonophysics* 473, 188– 207.
- RICE, S. P., ROBERTSON, A. H. F. & USTAÖMER, T. 2006. Late Cretaceous – Early Ceneozoic tectonic evolution of the Eurasian active margin in the Central and Eastern Pontides, northern Turkey. In: Robertson, A. H. F. & Mountrakis, D. (eds) *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications, 260, 413– 445.*
- RICE, S. P., ROBERTSON, A. H. F., USTAOÖMER, T., İNAN, N. & TASLI, K. 2009. Late Cretaceous– Early Eocene Tectonic Development Of The Tethyan Suture Zone in The Erzincan Area, Eastern Pontides, Turkey. *Geological Magazine*, 146, 567– 590.

- RICOU, L.E. 1971. Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Cretace superieur. *Rev. Geol. Phys. Geol. Dyn.* 13/4, pp. 327-350.
- ROBERTSON, A.H.F., 1986. Geochemistry and Tectonic Implications of the Metalliferous and Volcaniclastic Sedimentary Rocks Associated with Late Ophiolitic Extrusives in the Hatay Area, Southern Turkey, *Ofioliti*, 11, 121-140.
- ROBERTSON, A.H.F., 1986a. The Hatay ophiolite (southern Turkey) in its eastern Mediterranean tectonic context: a report on some aspects of the field excursion. *Ofioliti* 11, 105– 119.
- ROBERTSON, A.H.F., 1986b. Geochemistry and tectonic implications of metalliferous and volcanoclastic sedimentary rocks associated with Late Cretaceous ophiolitic extrusives in the Hatay area, southern Turkey. *Ofioliti* 11, 121– 140.
- ROBERTSON, A.H.F., 2002. Overview of the Genesis and Emplacement of Mesozoic Ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan Region, *Lithos*, 65, 1-67.
- ROBERTSON A.H.F., 2004. Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions. *Earth Sci. Rev.*, 66: 331-387.
- ROBERTSON, A.H.F. 2006. Processes of tectonic emplacement of Mesozoic Tethyan ophiolites. In: Gee, D.G. & Stephenson, R.A. (eds) *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, *Memoirs*, 32, 235– 261.
- ROBERTSON, A.H.F. 2007. Overview of tectonic settings related to the rifting and opening of Mesozoic ocean basins in the Eastern Tethys: Oman, Himalayas and Eastern Mediterranean regions. *In*: Karner, G., Manatschal, G. & Pinheiro, L.M. (eds) *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*. Geological Society, London, *Special Publications*, 282, 325– 389.

- ROBERTSON, A.H.F., AND DIXON, D.E., 1984. Introduction: Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F. (eds.) the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. of Geol. Soc. of London, 17, 1-74.
- ROBERTSON, A.H., USTAOMER, T., PARLAK, O., ÜNLÜGENÇ, U.C., TASLI, K. and İNAN, N., 2006. The Berit transect of the Tauride thrust belt, S. Turkey: Late Cretaceous– Early Cenozoic accretionary/collisional processes related to closure of the southern Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 108– 145.
- ROBERTSON, A.H.F., PARLAK, O., USTAOMER, T., 2009. Melange genesis and ophiolite emplacement related to subduction of the northern margin of the Tauride-Anatolide continent, central and western Turkey, Geological society, London, Special Publications, 311: 9-66,
- ROBERTSON, A.H.F., and SHALLO, M., 2000. Mesozoic-Tertiary Tectonic Evolution of Albania in its Regional Eastern Mediterranean Context. *Tectonophysics*, 316, 197-214.
- ROBERTSON, A.H.F., PARLAK, O., RIZAOĞLU, T., ÜNLÜGENÇ, U.C., İNAN, N., TASLI, K. and USTAOMER, T. 2007. Tectonic evolution of the South Tethyan Ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey). In: Ries, A.C., Butler, R.W.H. & Graham, R.H. (eds), *Deformation of the Continental Crust. The Legacy of Mike Coward*. Geological Society, London, Special Publication 272, 231– 270.
- ROBERTSON, A. H. F., PARLAK, O. & USTAÖMER, T. 2013a. Mesozoic-Early Cenozoic palaeogeographic development of Southern Turkey and the easternmost Mediterranean region: evidence from the interrelations of continental and carbonate platform units. In: Robertson, A. H. F., Parlak, O. & Ünlügenç, U. (eds) *Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region*. Geological Society, London, Special Publications, 372, 9-48.

- ROBERTSON, A.H.F., PARLAK, O., METİN, Y., VERGİLİ, Ö., TASLI, K., İNAN, N., AND SOYCAN, H., 2013b. Late Palaeozoic– Cenozoic tectonic development of carbonate platform, margin and oceanic units in the Eastern Taurides, Turkey. In: Robertson, A. H. F., Parlak, O. & Uˆ nluˆ genc, , U. C. (eds). Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications, 372, 167– 218.
- ROBINSON, P. T. and MALPAS, J., 1990. The Troodos ophiolit:. New perspective on its origin and emplacements in Malpas, J., Moores, E. M. Panayiotou, A. And Xenophontos, C., eds. Ophiolites: Oceanic crustal Analgues: Proceedings of the symposium of “ Troodos,1987” : Cyprus, Nicosia, Geological Survey Department, p. 13-26.
- ROLLINSON, H. R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, John Wiley and Sons, 352 pp.
- ROTHERY, D. A., 1983. The base of a sheeted dyke complex, Oman Ophiolite: implications for magm chambers at oceanic spreading axes. Journal of geological society, London, 140, 287-296.
- SACCANI, E. and PHOTIADES, A., 2004. Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos Massif ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a proto-forearc setting. Lithos 73, 229-253.
- SALEEBY, J. B., 1992. Age and tectonic settings of the Duke Island intrusive complex, southern southeast Alaska: Canadian Journal of Earth Science, v. 29, p. 506-522.
- SARIFAKIOĞLU, E., OZEN, H. & WINCHESTER, J.A. 2009. Whole rock and mineral chemistry of ultramafic-mafic cumulates from the Orhaneli (Bursa) ophiolite, NW Anatolia. Turkish Journal of Earth Sciences 18, 55– 83.
- SEARLE, M. P. M., and COX, J. J., 1999. Tectonic setting, origin and obduction of the Oman Ophiolite: Geological Society of America Bulletin v. 111, p. 104-122.

- SELÇUK, H., 1981. Etude geologique de la partie meridionale du Hatay (Turquie), Ph.D. Thesis, Univ. De Geneve, 116p.
- SELÇUK, H., 1985. Kızıldağ-Keldağ-Hatay Dolayının Jeolojisi ve Jeodinamik evrimi. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütler Dairesi Başkanlığı, Rapor No, 1787.
- SHERVAIS, J. W., 1982. Ti- V Plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, Earth and Planetary Science Letters 59 (1), 101-118.
- SMİTH, R.E. & SMİTH, S.E. 1976. Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. Earth and Planetary Science Letters 32, 114-120.
- STEINMAN, N.G., 1927. Die ophiolithischen Zonen in den mediterranean Kettengebirge. 14 th. Intern. Geof. Congr. Madrid 2, S. 638-667.
- STERN, R. J. and Bloomer, S. H., 1992. Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu- Bonin- Mariana and Jurassic California Arcs, Geological society of American Bulletin, v. 104 p. 1621-1636.
- SUN, S-S., NESBITT, R.,W., 1978. Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts; Geology 28, 689– 693.
- SUN, S-S. and MCDONOUGH, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications; v. 42; p. 313-345.
- ŞENGOR, A.M.C. and YILMAZ, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- TEKELİ, O., AKSAY, A., URGUN, B.M. & ISIK, A. 1983. Geology of the Aladağ Mountains. In: TEKELİ, O. & GONCÜOĞLU, M.C. (eds.) Geology of the Taurus belt. Proceedings of International Symposium, Ankara (Turkey), 26-29 September 1983, 143-158.
- TEKELİ, O. Ve ERENDİL, M. 1984. Kızıldağ Ofiyolitinin (Hatay) Jeolojisi ve Petrolojisi. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü (Temel Araştırmalar Dairesi), Rapor No, 7778.

- THOMPSON, G. 1991. Metamorphic and hydrothermal processes: basalt Seawater interactions. In: FLOYD, P.A. (ed), Oceanic Basalts. Blackie, 148-173.
- TINKLER, C., WAGNER, J.J., DELALOYE, M., AND SELÇUK, H., 1981. Tectonic History of the Hatay Ophiolites (South Turkey) and their Relation with the Dead Sea Rift. *Tectonophysics*, 72, 23-41.
- WALLIN, E.T., METCALF, R.V., 1998. Supra-subduction zone ophiolites formed in an extensional forearc: Trinity Terrane, Klamath Mountains, California. *Journal of Geology* 106, 591– 608.
- WOOD, D. A., JORON, JEAN-LOUIS; TREUIL, M; NORRY, MICHAEL J; TARNEY, J., 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70(3)**, 319-339
- VAUGNAT, M. and ÇOĞULU, H.E., 1967. Quelques Reflexions Sur le Massif Besique-Ultrabasique du Kızıl Dag, Turquie. *C.R.Soc.Phys. Hist. Nat. Geneve*, 2, 210-216.
- VERGİLİ, O., PARLAK O., 2005. “ Geochemistry and tectonic setting of metamorphic sole rocks and mafic dikes from the Pınarbaşı (Kayseri) ophiolite, Central Anatolia” , *Ophiolite*, 30:37-52.
- VINE, F. J., AND MATTHEWS, D. H., 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 7, 947-949.
- YALINIZ, M. K. Y., FLOYD, P. A. and GÖNCÜOĞLU, M. C., 1996. Supra-Subduction Zone Ophiolites of Central Anatolia: Geochemical Evidence from the Sarikaraman Ophiolite, Aksaray, Turkey. *Mineralogical Magazine*, 60, 697-710.
- YALINIZ, M. K. and GÖNCÜOĞLU, M. C., 1998, General geological characteristics and distribution of Central Anatolian Ophiolites. *Yerbilimleri*, 20, 19-30.

- YALINIZ, K. M., FLOYD, P., GONCÜOĞLU, M. C., 2000. Geochemistry of Volcanic Rocks from theÇiçekdağ Ophiolite, Central Anatolia, Turkey, and Their Inferred Tectonic SettingWithin the Northern Branch of the Neotethyan Ocean. Special Publications, vol. 173. Geological Society, London, pp. 203–218.
- YILMAZ, Y., TÜYSÜZ, O., YİĞİTBAS, E., GENÇ S. C. and ŞENGÖR A.M.C., 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: A.G. Robinson (Ed.), Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 68: 183-226.
- YILMAZ, Y. 1993. New evidence and model on the evolution of the Southeast Anatolian orogen. Bulletin of Geological Society of America 105, 251– 271.
- YILMAZ, Y., YİĞİTBAS, E. and GENÇ, Ş.C. 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic Belt. Tectonics 12, 1280– 1297.
- YOGODZİNSKİ, G. M., VOLYNETS, O. N., KOLOSKOV, A. V., SELİVERSTOV, N. I., MATVENKOV, V. V., 1993. Magnesian andesites and the subduction component in strongly calc-alkaline seriesat Piip volcano, far western Aleutians. Journal of Petrology 35, 163– 204.

ÖZGEÇMİŞ

1987 yılında Afyon’ da dğın Ayten ÇAPUTÇU ilköğretim eğitimini Özel Çukurova Bilfen Okullarında, lise eğitiminin Özel Bilimkent Kolejinde tamamladı. 2005 yılında Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümünde üniversite eğitime başladı 2010 yılında mezun oldu. 2010 yılının Eylül ayında Çukurova Üniversitesi’ nde Prof. Dr. Osman PARLAK danışmanlığında yüksek lisans eğitime başladı. 2013 yılı Ocak ayından beri Mersin Üniversitesinde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır. İyi derece’ dđngilizce bilmktedir.