T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

DOKTORA TEZİ

İSTANBUL-ZONGULDAK TEKTONİK BİRLİĞİNİ KESEN DAYKLARIN PETROLOJİSİ VE JEODİNAMİK EVRİMİ

Fatih ŞEN

DANIŞMAN
Prof. Dr. Hayrettin KORAL

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

İSTANBUL-2019

Bu çalışma, 25.01.2019 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeoloji Mühendisliği Programında Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

Prof. Dr. Hayrettin KORAL(Danışman)
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. M. Ali ELMAS
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi

Doç. Dr. Namık AYSAL
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Fahri ESENLİ
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi

Prof. Dr. Ömer Feyzi GÜRER
Kocaeli Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

20.04.2016 tarihli Resmi Gazete'de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince; Bu Lisansüstü teze, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa'nın abonesi olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun rapor alınmıştır.

Bu tez, İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin 45751 numaralı projesinden 3960 TL ile desteklenmiştir.
Bu tez, TÜBİTAK tarafından 2014/3 dönemi, 2211-C Programı ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Bu tez, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü' ndeki doktora eğitimim esnasında, çalıştığım Batı Pontidler' in paleo-tektonik tarihçesinin özetidir.

Yapılan bu doktora tezi, TÜBİTAK 2211-C Öncelikli Alanlara Yönelik Yurt İçi Doktora Burs Programı ile desteklenmiştir.

Bilimsel olarak beni bu noktaya kadar getiren etkenlerin başında, lisans yıllarında kendisinden özel dersler aldığım ve doktora öğrenimim sırasında da danıştığım Prof. Dr. Timur Ustaömer' e; üniversitede tez ile uğraştığım zamanlarda sorularımı yanıtsız bırakmayan Prof. Dr. M. Ali Elmas' a; zirkon ayıklama sürecinde, tüm imkanlarını seferber eden Doç Dr. Namık Aysal' a; Mineraloji-Petrografi kürsüsünde mikroskoplar yoğun olduğu zamanlarda, çalışma ofisindeki mikroskobunu bana tahsis eden Dr. Öğretim Görevlisi İsak Yılmaz' a ve telefon ile e-mail ve yüz yüze görüştüğümüz zamanlarda, Türkiye jeolojisi ile ilgili sorularımı yanıtsız bırakmayan Prof. Dr. Erdinç Yiğitbaş' a, Prof. Dr. Ş. Can Genç' e, Doç Dr. Gürsel Sunal' a teşekkür ediyorum.

Bu süreç zarfında bana yardım eden Jeoloji Mühendisi Serdal Karaağaç' a teşekkür ediyorum.

Üniversitede çalıştığım zamanlarda, bana yardım eden değerli arkadaşım Yasemin Yücer' e sonsuz teşekkür ediyorum.

Evimde çalıştığım zaman zarfında, doktora kapsamı dışında Antarktika' dan Avustralya' ya ve Lavrensiya' dan Baltika' ya, ve Avrupa' dan Asya' ya Ektasiyen-Lütesiyen dönemleri arası için yaptığım makro-ölçekteki tüm modellerin her dakikasında yanımda olan ve doktora tez yazım sürecinde bana tüm desteğini veren canım annem Nermin Şen' e sonsuz teşekkür ediyorum.

Ocak 2019 Fatih ŞEN

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ ..... **i**

İÇİNDEKİLER ..... **ii**

ŞEKİL LİSTESİ ..... **vi**

TABLO LİSTESİ ..... **xiii**

SEMBOL LİSTESİ ..... **xiv**

ÖZET ..... **xv**

SUMMARY ..... **xiv**

1. GİRİŞ **1**

2. GENEL KISIMLAR **3**

2.1. BÖLGESEL JEOLOJİ 3

2.2. İSTANBUL-ZONGULDAK TEKTONİK BİRLİĞİ' NİN PROTEROZOİK YAŞLI KAYAÇLARININ VE PALEOZOİK YAŞLI OLAN SEDİMANTER İSTİFLERİNİN STRATİGRAFİSİ 8

2.2.1. İstanbul Birliği 9

2.2.2. Zonguldak Birliği 10

2.3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR 11

2.3. İNCELEME ALANININ TANITIMI 15

2.3.1. Yükseltiler ve Akarsular ile Yerleşim Merkezleri ve Ulaşım 15

2.3.2. İklim ve Bitki Örtüsü ile Tarım ve Hayvancılık 15

3. MALZEME VE YÖNTEM **17**

3.1. SAHA ÇALIŞMALARI 17

3.2. LABORATUVAR ÇALIŞMALARI 17

3.2.1. Petrografik İnce Kesit ve Kimyasal Analiz Çalışmaları 17

3.2.2. Jeokronolojik Örnek Hazırlama ve U-Pb (Zirkon) Yaş Analizleri 19

4. BULGULAR **21**

4.1. HARİTALANAN ALANLAR 22
4.2. PETROGRAFİ 36
4.2.1. I. Sistem Daykları Petrografisi 36
4.2.2. II. Sistem Daykları Petrografisi 37
4.2.3. III. Sistem Daykları Petrografisi 49
4.2.4. IV. Sistem Daykları Petrografisi 57
4.3. YAPISAL JEOLOJİ 72
4.3.1. I. Sistem Daykların Kinematikleri 72
4.3.2. II. Sistem Daykların Kinematikleri 74
4.3.3. III. Sistem Daykların Kinematikleri 74
4.3.4. IV. Sistem Daykların Kinematikleri 75
4.4. JEOKRONOLOJİ (ZİRKON YAŞ ANALİZİ) 84
4.4.1. I. Sistem Daykların Zirkon (U-Pb) Yaş Analizleri 87
4.4.1.1. Kıvrımlanmış dasit daykı (FS14-46-1) 88
4.4.1.2. Kıvrımlanmış diyoritik diyabaz daykı (FS14-101) 88
4.4.1.3. Kıvrımlanmış andezit daykı (FS-4D) 88
4.4.2. II. Sistem Daykların Zirkon (U-Pb) Yaş Analizleri 90
4.4.2.1. K80^{0}D yönlü dasit daykı (FS14-29) 92
4.4.2.2. K50^{0}B yönlü bazaltik andezit daykı (FS-116) 92
4.4.2.3. K15^{0}B yönlü dasit daykı (FS14-32-1) 92
4.4.2.4. K-G yönlü diyabaz sili (FS-17b) 93
4.4.2.5. K15^{0}D yönlü bazaltik andezit daykı (FS14-15-2) 94
4.4.2.6. K5^{0}D yönlü bazaltik andezit daykı (FS14-25-4) 94
4.4.3. III. Sistem Daykların Zirkon (U-Pb) Yaş Analizleri 95
4.4.2.7. K40^0-50^{0}D yönlü bazalt daykı (FS14-41-1) 96
4.4.2.8. K75^{0}D yönlü granit daykı (FS14-28) 96
4.4.2.9. K80^{0}B yönlü andezit daykı (FS14-27-2) 97
4.4.2.10. K80^{0}D yönlü andezit daykı (FS14-47) 100
4.4.2.11. K50^{0}D yönlü andezit daykı (FS14-23-1) 100
4.4.2.12. K50^{0}D yönlü andezit daykı (FS-14) 100
4.4.3. IV. Sistem Daykların Zirkon (U-Pb) Yaş Analizleri 102
4.4.3.1. K40^{0}D yönlü bazalt daykı (FS-35) 102
4.4.3.2. K10^{0}D yönlü lamprofir daykı (FS-3b) 103

4.4.3.3. K20^{0}D yönlü lamprofir daykı (FS-4B) 104
4.4.3.4. K60^{0}D yönlü andezit daykı (FS14-12-1) 105
4.4.3.5. D-B yönlü bazalt daykı (FS-2-1) 105
4.4.3.6. K70^{0}D yönlü andezit daykı (FS14-20) 106
4.4.3.7. K85^{0}D yönlü bazalt daykı (FS-13) 107
4.4.3.8. K75^{0}D yönlü dasit daykı (FS-7D) 108
4.4.3.9. K80^{0}B yönlü bazaltik andezit daykı (FS-5) 110
4.4.3.10. K80^{0}B yönlü bazaltik andezit daykı (FS-8) 111
4.4.3.11. K20^{0}B yönlü bazaltik andezit daykı (FS14-50-2) 111
4.5 JEOKİMYA 113
4.4.1. Jeokimyasal Sınıflama 114
4.4.1.1. I. Sistem Daykları Jeokimyasal Sınıflaması 114
4.4.1.2. II. Sistem Daykları Jeokimyasal Sınıflaması 115
4.4.1.3. III. Sistem Daykları Jeokimyasal Sınıflaması 116
4.4.1.4. IV. Sistem Daykları Jeokimyasal Sınıflaması 118
4.4.2. Tektonik Ortam Ayırtlama 120
4.4.2.1. I. Sistem Daykları Tektonik Ortamı 120
4.4.2.2. II. Sistem Daykları Tektonik Ortamı 121
4.4.2.3. III. Sistem Daykları Tektonik Ortamı 124
4.4.2.4. IV. Sistem Daykları Tektonik Ortamı 125
4.4.3. Ana Element Ayrımlaşma Trendleri 127
4.4.3.1. I. Sistem Daykları Ana Element Ayrımlaşma Trendleri 127
4.4.3.2. II. Sistem Daykları Ana Element Ayrımlaşma Trendleri 129
4.4.3.3. III. Sistem Daykları Ana Element Ayrımlaşma Trendleri 133
4.4.3.4. IV. Sistem Daykları Ana Element Ayrımlaşma Trendleri 137
4.4.4. İz Element Ayrımlaşma Trendleri 144
4.4.4.1. I Sistem Daykların İz Element Ayrımlaşma Trendleri 145
4.4.4.2. II. Sistem Daykların İz Element Ayrımlaşma Trendleri 145
4.4.4.3. III. Sistem Daykların İz Element Ayrımlaşma Trendleri 152
4.4.4.4. IV. Sistem Daykların İz Element Ayrımlaşma Trendleri 154
4.4.5. Çoklu Element Paternleri 163
4.4.5.1. I Sistem Dayklarının Çoklu Element Paternleri 163
4.4.5.2. II Sistem Dayklarının Çoklu Element Paternleri 165

4.4.5.3. III Sistem Dayklarının Çoklu Element Paternleri 168
4.4.5.4. IV. Sistem Dayklarının Çoklu Element Paternleri 171
4.4.5. Nadir Toprak Element (REE) Paternleri 176
4.4.6.1. I. Sistem Daykların Nadir Toprak Element (REE) Paternleri 176
4.4.6.2. II. Sistem Daykların Nadir Toprak Element (REE) Paternleri 176
4.4.6.3. III. Sistem Daykların Nadir Toprak Element (REE) Paternleri 186
4.4.6.4. IV. Sistem Daykların Nadir Toprak Element (REE) Paternleri 186
4.4.7. Magma Kaynak Alanları 188
4.4.7.1. I. Sistem Daykların Magma Kaynak Alanları 189
4.4.7.2. II. Sistem Daykların Magma Kaynak Alanları 190
4.4.7.3. III. Sistem Daykların Magma Kaynak Alanları 193
4.4.7.4. IV. Sistem Daykların Magma Kaynak Alanları 196
5. TARTIŞMA VE SONUÇ 198
5.1. KAYNAK ALANLAR VE MİKRO-KITA BİRLİKLERİ 198
5.2. I. SİSTEM DAYKLARININ JEODİNAMİK ANLAMI 203
5.3. II. SİSTEM DAYKLARININ JEODİNAMİK ANLAMI 208
5.4. III. SİSTEM DAYKLARININ JEODİNAMİK ANLAMI 216
5.5. IV. SİSTEM DAYKLARININ JEODİNAMİK ANLAMI 221
KAYNAKLAR 223
EKLER 251
ÖZGEÇMİŞ 276

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 2. 1 Türkiye ve yakın çevresinin kenet kuşaklarını ve tektonik birlikleri ile birlikte İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin konumunu gösterir harita. 4
Şekil 2. 2 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin sınırlarını ve Proterozoik yaşlı temel kayaçlarını, bu temel kayaçların Paleozoik yaşlı sedimanter örtü istiflerini ve Permo-Triyas yaşlı istifleri (A) ile Permo-Triyas sonrası bu birlikteki havzaları (B) gösterir harita. 6
Şekil 2. 3 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin dikme kesitleri (A-B) ile istiflerin sedimantolojik değişimleri temelinde çökeldiği sedimantolojik as-ortamları (C-D) gösteren kesitleri. 9
Şekil 2. 4 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ndeki çalışma alanlarını gösteren haritalar. . 15

Şekil 4.1 Bu çalışma kapsamında çalışılan alanların İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ndeki konumlarını gösterir harita. 23
Şekil 4.2 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoik yaşlı temel kayaçlarını ve bu temel kayaçlarına ait Paloeozik yaşlı sedimanter örtü kayalarını kesen dayk ve sillerin yayılımını gösterir haritaları. 24
Şekil 4.3 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoik yaşlı temel kayalarına ve bu kayaların Paloeozik yaşlı sedimanter örtü istiflerine sokulan dayk ve sillerin 1/1000 ölçeğinde yapılan jeoloji haritalarının alanlarını gösterir haritalar. 26
Şekil 4.4 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoik yaşlı temel kayalarına ve bu kayaların Paloeozik yaşlı sedimanter örtü istiflerine sokulan dayk ve sillerin 1/1000 ölçeğinde yapılan jeoloji haritalarının alanlarını gösterir haritalar. 27
Şekil 4.5 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoik yaşlı temel kayalarına ve bu kayaların Paloeozik yaşlı sedimanter örtü istiflerine sokulan dayk ve sillerin 1/1000 ölçeğinde yapılan jeoloji haritalarının alanlarını gösterir haritalar. 25
Şekil 4.6 I. sistem dayklar olarak tanımlanan kıvrımlanmış daykların mostra fotoğrafları. 28
Şekil 4.7 II. sistem daykların mostra fotoğrafları. 29
Şekil 4.8 II. ve III. sistem daykların mostra fotoğrafları. 30
Şekil 4.9 II. ve III. sistem dayklarının mostra fotoğrafları. 31

Şekil 4.10 III. sistem daykların mostra fotoğrafları. 32
Şekil 4.11 IV. sistem dayklarının mostra fotoğrafları. 33
Şekil 4.12 IV. sistem daykların mostra fotoğrafları. 34
Şekil 4.14 IV. sistem dayklarına ait mostra fotoğrafları. 38
Şekil 4.15 Kıvrımlanmış dasit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. 39
Şekil 4.16 Kıvrımlanmış diyoritik diyabaz dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları..... 40
Şekil 4.17 Kıvrımlanmış andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. 43
Şekil 4.18 K80D yönlü dasit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları..... 44
Şekil 4.19 K50B yönlü bazaltik andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. 45
Şekil 4.20 K15B yönlü dasit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları..... 46
Şekil 4.21 K-G yönlü diyabaz dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. 47
Şekil 4.22 K15D yönlü bazaltik andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları..... 48
Şekil 4.23 K5D yönlü bazaltik andezit dayklarının ince-kesit fotoğrafları..... 51
Şekil 4.24 K40-50D yönlü bazalt dayklarının ince-kesit fotoğrafları..... 52
Şekil 4.25 K75D yönlü granit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları..... 53
Şekil 4.26 K80B yönlü andezit dayklarının ince-kesit fotoğrafları..... 54
Şekil 4.27 K80D yönlü andezit dayklarına ait-ince kesit fotoğrafları..... 55
Şekil 4.28 K50D yönlü andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları..... 56
Şekil 4.29 K50D yönlü andezit dayklarının ince-kesit fotoğrafları. 59
Şekil 4.30 K40D yönlü bazalt dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları..... 60
Şekil 4.31 K10D yönlü lamprofir dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları..... 61
Şekil 4.32 K20D yönlü lamprofir dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları..... 64
Şekil 4.34 K60D yönlü andezit dayklarına ait ince fotoğrafları..... 66
Şekil 4.35 D-B yönlü bazalt dayklarının ince-kesit fotoğrafları. 67
Şekil 4.36 K70D yönlü andezit dayklarının ince-kesit fotoğrafları. 68
Şekil 4.37 K85D yönlü bazalt dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları..... 70
Şekil 4.38 K75D yönlü dasit dayklarının ince-kesit fotoğrafları. 71
Şekil 4.39 I. sistem dayklarının nokta ve gül diyagramları..... 73
Şekil 4.40 II. sistem dayklarının nokta ve gül diyagramları..... 74
Şekil 4.41 II. sistem dayklarına ait nokta ve gül diyagramları..... 76
Şekil 4.42 III. sistem dayklarının nokta ve gül diyagramları. 78
Şekil 4.43 III. sistem daykların nokta ve gül diyagramları. 79
Şekil 4.44 IV. sistem dayklarının nokta ve gül diyagramları..... 80

Şekil 4.45 IV. sistem dayklarının nokta ve gül diyagramları. 81
Şekil 4.46 IV. sistem dayklarının nokta ve gül diyagramları. 82
Şekil 4.47 IV. sistem dayklarının nokta ve gül diyagramları. 83
Şekil 4.47 Daykların yerleşimi sırasında yan kayaç konumundaki metamorfik, magmatik ve sedimanter kayaçların içinde detrital ve magmatik zirkonların dayklarının içinde olabileceğini anlatan ölçeksiz şematik kesit..... 86
Şekil 4.48 I. sistem dayklara ait (A) kıvrımlanmış dasit dayklarından FS14-46-1, (B) kıvrımlanmış diyabaz dayklarından FS14-101, (C) kıvrımlanmış andezit dayklarından FS-4D örneğinden çıkan zirkon minerallerinin katoduluminisans (CL) görüntüleri. 89
Şekil 4.49 I. sistem dayklarına ait kıvrımlanmış dasit dayklarından FS14-46-1 örneğinin, FS14-101 örneğinin, FS-4D örneğinin U-Pb konkordiya diyagramları. 90
Şekil 4.50 II. sistem dayklara ait (A) K80D yönlü dasit dayklarından FS14-29, (B) K50B yönlü bazaltik andezit dayklarından FS-116, (C) K15B yönlü dasit dayklarından FS14-32-1, (D) K-G yönlü diyabaz dayk-sillerinden FS-17b, (E) K15D yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-15-2, (F) K5D yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-25-4 örneğinden çıkan zirkon minerallerinin katoduluminisans (CL) görüntüleri. 91
Şekil 4.51II. sistem dayklarına ait K80D yönlü dasit dayklarından FS14-29 örneğinin, K50B yönlü olan bazaltik andezit dayklarından FS-116 örneğinin, K15B yönlü dasit dayklarından FS14-32-1 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı. 93
Şekil 4.52 II. sistem dayklarına ait (A) K-G yönlü diyabaz dayk-sillerinden FS-17b örneğinin, (B) K15D yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-15-2 örneğinin, (C) K5D yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-25-4 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramları. 95
Şekil 4.53 III. sistem dayklara ait (A) K40-50D yönlü bazalt dayklarına ait FS14-41-1, (B) K75D yönlü granit dayk-sillerinden FS14-28, (K80B yönlü andezit dayklarına ait FS14-27-2 örneğinden çıkan zirkon minerallerinin katoduluminans (CL) görüntüleri..... 97
Şekil 4.54 III. sistem dayklarına ait (A) K40-50D yönlü bazalt dayklarından FS14-41-1 örneğinin, (B) K75D yönlü granit dayk-sillerinden FS14-28 örneğinin, (C) K80B yönlü andezit dayklarından FS14-27-1 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramları 98
Şekil 4.55 III. sistem dayklara ait (A) K80D yönlü andezit dayklarından FS14-47, (B) K50D yönlü andezit dayklarından FS14-23-1, (C) K50D yönlü andezit dayklarından FS-14 örneğinden çıkan zirkon minerallerinin katoduluminans (CL) görüntüleri..... 99

Şekil 4.56 III. sistem dayklarına ait (A) K80D yönlü andezit dayklarından FS14-47 örneğinin, (B) K50D yönlü andezit dayklarından FS14-23-1 örneğinin, (C) K50D yönlü andezit dayklarından FS-14 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı. 101
Şekil 4.57 IV. sistem dayklara ait (A) K40D yönlü bazalt dayklarından FS-35 örneğinin, (B) K10D yönlü lamprofir dayklarından FS-3b örneğinden, (C) K20D yönlü lamprofir dayklarından FS-4B örneğinden, (D) K60D yönlü andezit dayklarından FS14-12-1 örneğinden, (E) D-B yönlü bazalt dayklarından FS-2-1 örneğinden çıkan zirkon minerallerinin katoduluminans (CL) görüntüleri. 103
Şekil 4.58 IV. sistem dayklarına ait (A) K40D yönlü bazalt dayklarından FS-35 örneğinin, (B) K10D yönlü lamprofir dayklarından FS-3b örneğinin, (C) K20D yönlü lamprofir dayklarından FS-4B örneğinin U-Pb konkordiya diyagramları. 104
Şekil 4.59 IV. sistem dayklarına ait (A-1) K60D yönlü andezit dayklarından FS14-12-1 örneğinin, (A-2) aynı örnekten çıkan kırıntılı-kalıt zirkonların dağılımını gösteren yaş-olasılık yoğunluğu diyagramı, (B-1) D-B yönlü bazalt dayklarından FS-2-1 örneğinin konkrodiya diyagramı. 106
Şekil 4.60 IV. sistem dayklarına ait (A) K70D yönlü andezit dayklarından FS14-20, (B) K85D yönlü bazalt dayklarından FS-13, (C) K75D yönlü dasit dayklarından FS-7D örneğinden çıkan zirkon minerallerinin katoduluminans (CL) görüntüleri..... 107
Şekil 4.60 IV. sistem dayklarına ait K70D yönlü andezit dayklarından FS14-20 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı 105
Şekil 4.61 IV. sistem dayklarına ait (A-1) K85D yönlü bazalt dayklarından FS-13 örneğinin, (B-1) K75D yönlü dasit dayklarından FS-7D örneğinin konkordiya diyagramları, (A-1/B-1) aynı örnekten çıkan kırıntlı-kalıt zirkonların dağılımını gösteren yaş-olasılık yoğunluğu diyagramları. 108
Şekil 4.62 IV. sistem dayklarına ait K70D yönlü andezit dayklarından FS14-20 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı 109
Şekil 4.63 IV. sistem dayklara ait (A-1) K80B yönlü bazaltik andezit dayklarından FS-5 örneğinin, (A-2) aynı örnekteki zirkonların iç-zonlarından elde edilen U-Pb konkordiya diyagramı, (A-3) aynı örnekten çıkan kırıntılı-kalıt zirkonların dağılımını gösteren ya-olasılık yoğunluğu diyagramı, (B) K80B yönlü bazaltik andezit dayklarından FS-8 ve (C) K20B yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-50-2 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı. 110
Şekil 4.65 I. sisteme ait dayların jeokimyasal sınıflama diyagramları 115
Şekil 4.66 II. sisteme ait dayların jeokimyasal sınıflama diyagramları. 117

Şekil 4.67 III. sisteme ait daykların jeokimyasal sınıflama diyagramları. 118
Şekil 4.68 IV. sisteme ait daykların jeokimyasal sınıflama diyagramları..... 119
Şekil 4.69 I. sistem daykların tektonik ayırtlama diyagramları. 121
Şekil 4.70 II. sisteme ait daykların tektonik ayırtlama diyagramları. 123
Şekil 4.71 III. sisteme ait daykların tektonik ayırtlama diyagramları. 124
Şekil 4.72 IV. sisteme ait daykların tektonik ayırtlama diyagramları. 126
Şekil 4.73 I. sisteme ait dasit- diyabaz-andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri. 128
Şekil 4.74 II. sisteme ait dasit, bazaltik andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri. 130
Şekil 4.75 II. sisteme ait diyabaz, bazaltik andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri..... 132
Şekil 4.76 III. sisteme ait bazalt, granit, andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri. 134
Şekil 4.77 III. sisteme ait andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri..... 136
Şekil 4.78 IV. sisteme ait bazalt, lamprofir dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri. . 138
Şekil 4.79 IV. sisteme ait andezit ve bazalt dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri. . 139
Şekil 4.80 IV. sisteme ait andezit, bazalt ve dasit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri..... 140
Şekil 4.81 IV. sisteme ait bazaltik andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri.... 141
Şekil 4.82 I. sisteme ait dasit, diyoritik diyabaz, andezit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri..... 146
Şekil 4.83 II. sisteme ait dasit, bazaltik andezit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri. 147
Şekil 4.84 II. sisteme ait diyabaz, bazaltik andezit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri..... 148
Şekil 4.85 III. sisteme ait bazalt, granit ve andezit dayklarının iz element yrımlaşma trendleri. 150
Şekil 4.86 III. sisteme ait andezit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri. 151
Şekil 4.87 IV. sisteme ait bazalt ve lamprofir dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri. 155
Şekil 4.89 IV. sisteme ait andezit ve bazalt dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri..... 157

Şekil 4.90 IV. sisteme ait andezit, bazalt ve dasit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri. 158
Şekil 4.91 IV. sisteme ait bazaltik andezit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri. 159
Şekil 4.92 I. sisteme ait daykların çoklu-multi paternleri. 164
Şekil 4.93 II. sisteme ait daykların çoklu-multi paternleri. 166
Şekil 4 94 II. sisteme ait daykların çoklu-multi paternleri. 167
Şekil 4.95 III. sisteme ait daykların çoklu-multi paternleri. 169
Şekil 4.96 III. sisteme ait daykların çoklu-multi paternleri. 170
Şekil 4.97 IV. sisteme ait daykların çoklu-multi paternleri. 172
Şekil 4.98 IV. sisteme ait daykların çoklu-multi paternleri. 173
Şekil 4.99 IV. sisteme ait daykların çoklu-multi paternleri. 174
Şekil 4.100 IV. sisteme ait çoklu-multi paternleri. 175
Şekil 4.101 I. sisteme ait daykların REE paternleri. 177
Şekil 4.102 II. sisteme ait daykların REE paternleri. 178
Şekil 4.103II. sisteme ait daykların REE paternleri. 179
Şekil 4.104 II. sisteme ait daykların REE paternleri. 180
Şekil 4.105 III. sisteme ait daykların REE paternleri. 181
Şekil 4.106 IV. sisteme ait daykların REE paternleri 182
Şekil 4.107 IV. sisteme ait daykların REE paternleri 183
Şekil 4.109 IV. sisteme ait daykların REE paternleri 185
Şekil 4.110 IV. sisteme ait daykların REE paternleri 186
Şekil 4.111 I. sisteme ait kıvrımlanmış dasit, diyoritik diyabaz ve andezit dayklarının Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb iki diyagramları. 190
Şekil 4.112 II. sisteme ait dasit ve bazaltik andezit dayklarının Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramları. 191
Şekil 4.112 II. sisteme ait diybaz ve bazaltik andezit dayklarının Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramları. 192
Şekil 4.113 III. sisteme ait bazalt, granit, andezit dayklarının Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramları. 194
Şekil 4.114 III. sisteme ait andezit dayklarının Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramları. 195
Şekil 4.115 IV. sistem daykların Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramları. 196

Şekil 5.1 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin İstanbul-Zonguldak tarafından elde edilen kırıntılı zirkon verilerinin dağılımlarını gösteren korelasyon diyagramı. 199
Şekil 5.2 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin paleo-coğrafya haritaları. 201
Şekil 5.3 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ni farklı dönemlerde ve yönlerde kesen dayklardan, dayk yerleşimi sırasında yan kayaçtan gelen kalıt zirkonların konkordiya ile yaş-olasılık yoğunluğu diyagramları. 202
Şekil 5.4 Sünnice dağlarındaki İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoik yaşlı temel kayaçları ile Paleozoik yaşlı sedimanter örtü birimleri arasındaki ilişkiyi gösteren ölçeksiz enine kesiti. 206
Şekil 5.5 Armutlu-Pamukova metamorfiklerine sokulan ve Sudetes Batolit birliğindeki Kambriyen-Ordovisyen yaşlı meta-granitleri gösterir haritalar. 210
Şekil 5.6 Pripyat-Dnieper-Donets havzasının konumu ve geç Devoniyen döneminde oluşan kayaların yayılımını gösterir harita. 214

Şekil 5.7 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile Rodop-Istranca zonunda Üst Karbonifer yaşlı yay magmatizmasını gösteren harita. 216
Şekil 5.8 İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile Rodop-Istranca zonunda yer alan Permo-Triyas yaşlı istiflerin yayılım haritası. 218
Şekil 5.8 İpek Yolu yayının makro-ölçekteki konumunu gösterir haritalar. 218

TABLO LİSTESİ

Tablo 4.1 I. sistem daykların petrografik özelliklerini gmsteren tablo.....22
Tablo 4.2 I. sistem daykların petrografik özelliklerini gösteren tablo.....36
Tablo 4.3 II. sistem daykların petrografik özelliklerini gösteren tablo. 41
Tablo 4.4 III. sistem daykların petrografik özelliklerini gösteren tablo. 49
Tablo 4.5 IV. sistem daykların petrografik özelliklerini gösteren tablo.....58

SEMBOL LİSTESİ

Ol **:** Olivin

Px **:** Piroksen

Bio **:** Biyotit

Amp **:** Amfibol

Plg **:** Plajioklas

Alf **:**Alkali feldspat

Q **:** Kuvars

Op **:** Opak mineraller

σ_1-σ2-σ3 **:** Birbirine dik asal gerilme yönleri

ÖZET

İSTANBUL-ZONGULDAK TEKTONİK BİRLİĞİNİ KESEN DAYKLARIN PETROLOJİSİ VE JEODİNAMİK EVRİMİ

DOKTORA TEZİ

Fatih ŞEN

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Hayrettin KORAL

Batı Pontidler' in bir parçası olan İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği Proterozoyik yaşlı temel kayalar üzerinde uyumsuzlukla gelen Rheic okyanusuna ait Paleozoyik yaşlı kıta-kenarı istifleri olarak tariflenir. İstanbul' dan Zonguldak' a kadar devamlılığı izlenebilen Paleozoyik yaşlı olan bu sedimanter istiflerin sedimantasyon aralığı, Ordovisyen-Karbonifer dönemine atfedilir. Bu tektonik birlikteki istiflerin Silüryen-Devoniyen geçişi itibari ile gösterdikleri farklı stratigrafi temelinde tektonik birliğin İstanbul-Güney Çamdağ bölümüne İstanbul birliği (Kadomiya) ve Kuzey Çamdağ-Zonguldak bölümüne Zonguldak birliği (Avalonya) olarak tanımlanır. Bu iki farklı birliğin erken Permiyen döneminde yan yana geldiği belirtilir, ve iki birliğin arasındaki tektonik dokanak Çamdağ' daki Güney Çamdağ ters fayı ile temsil edilir.

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin İstanbul birliği ve Zonguldak birliği olarak atfedilen parçalarına farklı yönlerde dayk-siller sokulmuştur. İstanbul birliğindeki kayaları kesen dayk-

siller için ilk olarak Devoniyen yaşlı ve Üst Kretase yaşlı oldukları kurgulanmıştır. Ancak, U-Pb zirkon yaşlandırması ışığında, bu daykların Kampaniyen-Maastrihtiyen yaşında oldukları vurgulanır.

Bu çalışmanın amacı, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nde iki parçalı olarak tanımlanan bu birliklerin iki parçalı modeli, bu birliklere sokulan dayk ve sillerden elde edilen kinematik, jeokimyasal, U-Pb zirkon yaş verileri ışığında test etmektir. Ayrıca, bu birliklere sokulan dayk ve sillerden İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin tektono-magmatik tarihçesine ışık tutmaktır.

Çalışmanın amaçları gereği İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin batı bölümünü oluşturan İstanbul birliğinde İstanbul ve doğu bölümünü oluşturan Zonguldak birliğinde Düzce ile Bolu alanlarında çalışmalar yürütülmüştür. İstanbul birliğinin İstanbul sınırları içinde Proterozoyik yaşlı temel kayaları bugüne kadar gözlenmemiştir. Fakat, Zonguldak birliğinin batı bölümünü temsil eden Bolu' da Proterozoyik yaşlı eski kıta kökenli Demirci para-gnaysları üzerinde açılı uyumsuzluk ile oturan Proterozoyik yaşlı Yellice meta-volkanikleri yer alır. 576 my yaşlı olan Tüllikiriş graniti ile 565 my yaşlı olan Kapıkaya graniti, Yellice meta-volkaniklerini keser, ve Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü istifinin tabanı niteliğindeki rift birimleri olarak kabul edilen Kurtköy formasyonu ile Yellice meta-volkanikleri sıyrılma fayı ile birbirinden ayrılır.

Bu çalışma kapsamında, bu tektonik birliğe sokulan dayklar-siller kinematik, jeokimyasal ve U-Pb yaş verilerine göre IV farklı sisteme ayrılmıştır. I. sistem daykları ise II., III., IV. sistem dayklardan kinematik veriler temelinde ayrılır, ve bu sistemdeki dayklarda kıvrım geometrisi gözlenir.

I. sistem daykları, Kapıkaya granitini kesen $K74^0D$ 76^0KD kıvrım eksen gidişli dasit daykları, 556±3.6 my (U-Pb zirkon yaşı), Düzce' de ise Kurtköy formasyonuna sokulan $K74^0D$ 81^0KD kıvrım eksen gidişli diyabaz daykları 552.4±3.0 my (U-Pb zirkon yaşı), İstanbul' da Kurtköy formasyonunu kesen $K50^0D$ 64^0KD kıvrım eksen gidişli andezit daykları 549.0±3.9 my (U-Pb zirkon yaşı) olarak tespit edilmiştir. Bu dayların jeokimyasal verileri temelinde, bu tektonik birliğe bir rift ortamında sokuldukları saptanmıştır.

II. sistem daykları kendi aralarında üç farklı as-gruba ayrılmıştır. Bunlardan (a) Demirci para-gnayslarına sokulan $K80^0D$ yönlü dasit daykları 485.7±3.6 my (U-Pb zirkon yaşı), ve $K15^0B$ yönlü dasit daykları 443.0±5.4 my (U-Pb zirkon yaşı) ile İstanbul' daki Aydos formasyonuna

sokulan K50^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları 445.9±5.4 my (U-Pb zirkon yaşı) olarak tespit edilmiştir ve bu as-gruptaki dayklar jeokimyasal özellikleri temelinde yay+çarpışma kökenli olarak saptanmıştır. (b) İstanbul' daki Kurtköy formasyonunu kesen K-G yönlü diyabaz dayk-silleri 379.4±2.3 my (U-Pb zirkon yaşı) olarak bulunmuştur, ve jeokimyasal verilere göre, bu dayk-sillerin bir rift ortamında sokuldukları saptanmıştır. (c) Düzce' de Yılanlı formasyonunu kesen K15^{0}D yönlü bazaltik andezit daykları 318.0±16 my (U-Pb zirkon yaşı), Demirci para-gnaysları kesen K5^{0}D yönlü bazaltik andezit daykları 301.0±1.6 my (U-Pb zirkon yaşı) olarak tespit edilmiştir, ve bu as-gruptaki daykların jeokimyasal özellikleri temelinde, İstanbul' daki K15^{0}D ve K5^{0}D yönlü bazaltik andezit daykları ile beraber, yay ortamında bu tektonik birliğe sokuldukları tespit edilmiştir.

III. sistem daykları kendi aralarında iki farklı as-gruba ayrılmıştır. Bunlardan (a) Yellice meta volkaniklerine sokulan K40^0-50^{0}D yönlü bazalt daykları 268.2±2.4 my (U-Pb zirkon yaşı), ve Demirci para-gnaysları kesen K75^{0}D yönlü granit daykları-silleri 262.0±1.4 my (U-Pb zirkon yaşı) ile K80^{0}B yönlü andezit daykları 261.4±1.7 my (U-Pb zirkon yaşı) olarak bulunmuştur, ve bu as-gruptaki daykların jeokimyasal özellikleri temelinde İstanbul' daki K40^0-50^{0}D yönlü bazalt daykları ve K80^{0}B yönlü andezit daykları ile birlikte bu tektonik birliğe yay ortamında sokuldukları saptanmıştır. (b) Kapıkaya granitini kesen K80^{0}D yönlü andezit daykları 252.7± 3.4 my (U-Pb zirkon yaşı), Demirci para-gnayslarına sokulan K50^{0}D yönlü andezit daykları 250.5±1.4 my (U-Pb zirkon yaşı), ve Dolayoba formasyonuna sokulan K50^{0}D yönlü andezit daykları 248.7±1.1 my (U-Pb zirkon yaşı) olarak bulunmuştur, ve bu as-gruptaki dayklara ait jeokimyasal veriler ışığında, bu tektonik birliğe bir rift ortamında sokuldukları saptanmıştır.

IV. sistem daykları, İstanbul' da Kurtköy formasyonuna sokulan K40^{0}D yönlü bazalt daykları 193±27 my (U-Pb zirkon yaşı), K10^{0}D yönlü lamprofir daykları 174.1±2.3 my (U-Pb zirkon yaşı), K10^{0}D yönlü lamprofir daykları 110.9±1.3 my (U-Pb zirkon yaşı) ve D-B yönlü bazalt daykları 86.5±1.90 my (U-Pb zirkon yaşı), K85^{0}D yönlü bazalt daykları 67.0±0.8 my (U-Pb zirkon yaşı), K75^{0}D yönlü dasit daykları 66.2±0.74 my (U-Pb zirkon yaşı), K80^{0}B yönlü olan bazaltik andezit daykları 62.0±0.79 ve 59.2±0.57 (U-Pb zirkon yaşları). Düzce' de Kurtköy formasyonunu kesen K60^{0}D yönlü olan andezit daykları 89.2±0.63 my (U-Pb zirkon yaşı) ve Demirci para-gnaysları kesen K70^{0}D yönlü andezit daykları 72.2±0.50 my (U-Pb zirkon yaşı) ve Kapıkaya granitini kesen K20^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları 50.5±0.6 my (U-Pb zirkon yaşı) olarak bulunmuştur. Bu daykların jeokimyasal özelliklerine göre, bu daykların tümü bir rift ortamında bu tektonik birliğe sokuldukları tespit edilmiştir.

İki farklı kökeni temsil ettiği belirtilen İstanbul-Zonguldak birliklerine sokulan dayk-sillerden elde edilen veriler temelinde, Avalonya mikro-kıtasında saptanan tektono-magmatik olayların bu tektonik birliklerde tespit edilmesi sonucunda İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin tek parçalı olan bir Avalon kıtasını temsil ettiği ortaya konulmuştur. Bu tektonik birliğe sokulan dayk ve sillerin, tek evrede oluşmadığı; aksine Ediyakaran' dan İpresiyen' e kadar çok safhalı olan tektono-magmatik olaylar zincirinin İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği içindeki varlığı ortaya çıkartılmıştır.

Ocak 2019, 302 sayfa

Anahtar kelimeler: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği, dayk sistemleri, U-Pb yaşları, jeokimya, çok fazlı tektono-magmatizma

SUMMARY

PETROLOGY AND GEODYNAMIC EVOLUTION OF DYKES CROSS-CUTTING THE İSTANBUL-ZONGULDAK TECTONIC UNITS

Ph.D. THESIS

Fatih ŞEN

İstanbul University-Cerrahpasa

Institute of Graduate Studies

Department of Geological Engineering

Supervisor : Prof. Dr. Hayrettin KORAL

The Istanbul-Zonguldak Tectonic Unit which is a part of the Western Pontides is defined as Paleozoic aged continental-side edge sequence of Rheic Ocean which unconformably overlies the Proterozoic aged basement rocks. Sedimentation range of these sequence of Paleozoic age which can be traced from Istanbul to Zonguldak is attributed to the Ordovician-Carboniferous period. On the basis of the different stratigraphy shown by the Silurian-Devonian transition of the tectonic unit, İstanbul-Southern Çamdağ section of the tectonic unit are termed to İstanbul terrane (Cadomia) and Northern Çamdağ-Zonguldak section of the tectonic unit are named as Zonguldak terrane (Avalonia). It is stated that these two distinct terranes juxtaposed in early Permian and the tectonic contact between these terranes is represented by the South Çamdağ reverse fault in Çamdağ.

Paleozoic sequence in İstanbul and Zonguldak terrane of İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit intruded to dykes and sills in disparate orientations. It was, firstly, established that dykes-sills were Devonian and Upper Cretaceous age for these intrusions cross-cutting rocks of İstanbul terrane. However, as a result of U-Pb (zircon) aging, it is emphasized that these dykes are of Campanian-Maastrichtian age.

The aim of this study is to test the two-part model of these units that are defined as two-part in Istanbul-Zonguldak Tectonic Unit in the basis of kinematic, geochemical, U-Pb zircon age data obtained from dykes and sills introduced into these units; otherwise, to shed light on the tectono-magmatic history of the Istanbul-Zonguldak Tectonic Unit.

Studies were carried out in İstanbul is the Istanbul terrane which is the western part of and the eastern part of the Zonguldak terrane in Düzce and Bolu in the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit for the purposes of the work. Proterozoic basement rocks of Istanbul terrane in Istanbul have not been observed until today. However the Demirci para-gneisses derived from ancient continent are unconformably overlain by Proterozoic aged the Yellice meta-volcanics in Bolu in the western part of the Zonguldak terrane. 576 ma Tüllikiriş granite and 565 ma Kapıkaya granite intruded to the Yellice meta-volcanics and the Kurtköy formation which is considered as rift units which are the basement of the Paleozoic sequence and the Yellice meta-volcanics are separated by detachment fault.

In this study, the dykes-sills cross-cutting the tectonic unit was divided into different systems according to kinematic, geochemical and U-Pb age data. I. system dykes are separated from II., III. and IV. system dykes on the basis of kinematic data, and in these dykes in this system, fold geometry is observed.

$N74^0E$ with a plunge of 76^0NE of dacite dykes crosscutting the Kapıkaya granite are 556±3.6 ma (U-Pb zircon age), $N74^0E$ with a plunge of 81^0NE of diabase dykes cross-cutting the Kurtköy formation in Düzce are 552.4±3.0 ma (U-Pb zircon age), $N50^0E$ with a plunge of 641^0NE of the andesite dykes cross-cutting the Kurtköy formation in İstanbul are 549±3.9 ma (U-Pb zircon age) that has been identified as I. system dykes. Depending on the geochemical data of these dykes, it was found that this tectonic unit was introduced in a rift setting.

II. system dykes are divided into three different sub-groups. (a) $N80^0E$ and $N15^0W$ trending dacite dykes crosscutting the Demirci para-gneisses are 485.7±3.6 ma (U-Pb zircon age) and

443.0±5.40 ma (U-Pb zircon age), N50^{0}W trending basaltic andesite dykes cross-cutting the Aydos formation in İstanbul are 445.9±4.0 ma (U-Pb zircon age) that has been discovered as (a) sub-group and these dykes have been identified as volcanic arc-collision origin on the base of their geochemical characteristics. (b) N-S trending diabase dykes and sills cross-cutting the Kurtköy formation in İstanbul are 379.4±2.3 ma (U-Pb zircon age) that has been appointed to (b) sub-group, and on the depending on the geochemical data of these intrusions, it was found which this tectonic unit was introduced in a rift setting. (c) N15^{0}E trending basaltic andesite dykes cross-cutting Yılanlı formation in Düzce are 318.0±16 ma (U-Pb zircon age) and N5^{0}E trending basaltic andesite dykes cross-cutting the Demirci para-gneisses in Bolu are 301.±1.6 ma (U-Pb zircon age) that has been found as (c) sub-group. On the basis of the geochemical characteristics of the dykes in this sub-group, it was provided that these tectonic unites were intruded to in the arc setting together with N15^{0}E and N5^{0}E trending basaltic andesite dykes in İstanbul.

III. system dykes are divided into two sub-groups. (a) N40^0-50^{0}E trending basalt dykes cross-cutting the Yellice meta-volcanics are 268.2±2.4 ma (U-Pb zircon age), and N75^{0}E trending granite dykes and sills crosscutting the Demirci para-gneisses are 262.0±1.4 ma (U-Pb zircon age) and N80^{0}W trending andesite dykes are 261.4±1.7 ma (U-Pb zircon age) which has been identified as (a) sub-groups, and according to geochemical data of these dykes, it was found that these tectonic units were intruded to in the arc setting together with N40^0-50^{0}E trending basalt dykes and N80^{0}W trending andesite dykes in İstanbul, and (b) N80^{0}E trending andesite dykes crosscutting the Kapıkaya granite are 252.7±3.4 ma (U-Pb zircon age), N50^{0}E trending andesite dykes cross-cutting the Demirci para-gneisses are 250.5±1.4 ma (U-Pb zircon age), N50^{0}E trending andesite dykes crosscutting the Dolayoba formation in İstanbul are 248.7±1.1 ma (U-Pb zircon age) that has been provided with (b) sub-groups, and on the depending on of geochemical data of these dykes it was found that these tectonic units were intruded to in the rift setting.

N40^{0}E trending basalt dykes are 193.6±2.7 ma (U-Pb zircon age), N10^{0}E and N20^{0}E trending lamprophyre dykes are 174.1±2.3 ma (U-Pb zircon ages), 110.9±1.3 ma (U-Pb zircon ages), E-W trending basalt dykes are 86.5±1.90 ma (U-Pb zircon ages), N85^{0}E trending basalt dykes are 67.0±0.80 ma (U-Pb zircon ages), N75^{0}E trending dacite dykes are 66.2±0.74 ma (U-Pb zircon ages), N80^{0}W trending basaltic andesite dykes are 62.0±0.79 ma, 59.2±0.57 ma (U-Pb zircon ages) that are crosscut the Kurtköy formation in İstanbul and N60^{0}E trending andesite

dykes cross-cutting the Kurtköy formation are 89.2±0.63 ma (U-Pb zircon ages) in Düzce and N70^{0}E trending andesite dykes cross-cutting the Demirci para-gneisses are 72.2±0.50 ma (U-Pb zircon ages), N20^{0}W trending basaltic andesite dykes cross-cutting the Kapıkaya granite are 50.5±0.63 ma (U-Pb zircon ages) that has been identified as IV. system dykes. According to geochemical data of these dykes, it was discovered that the tectonic unit was introduced in a rift setting.

Based on the data obtained from the dykes, which were introduced to the Istanbul-Zonguldak units stating that it represents two distinct origins, It was revealed that the Istanbul-Zonguldak Tectonic Unit represents an one-piece Avalon continent as a result of the detection of tectono-magmatic events detected in the Avalonia micro-continent in İstanbul terrane and Zonguldak terrane. The dykes and sills that intruded to this tectonic unit were not formed in a single phase; on the contrary the existence of chain of tectono-magmatic phenomena Ediacaran to Ypresian is uncovered in the Istanbul-Zonguldak Tectonic Unit.

January 2019, 302 pages

Keywords: İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit, dyke systems, U-Pb dating, geochemistry, multi-phase tectono-magmatism

1. GİRİŞ

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği batıda İstanbul birliği, doğuda Zonguldak birliği olarak tanımlanır. Bu tanım, Paleozoyik yaşlı olan istiflerin geç Silüryen-erken Devoniyen geçişinde gösterdikleri stratigrafik ve sedimantolojik farklılığa dayandırılır (Göncüoğlu, 1997, 2000). İki birlik arasındaki tektonik dokanak ise, Çamdağ' daki Güney Çamdağ fayı olduğu ifade edilir (Göncüoğlu, 1997, 2010; Gedik ve Önalan, 2001). Güney Çamdağ-Gebze-İstanbul' un İstanbul birliğini; Kuzey Çamdağ-Düzce-Bolu-Karadere' nin Zonguldak birliğini temsil ettiği belirtilir (Göncüoğlu, 1997, 2000; Bozkaya vd., 2012a,b). İstanbul birliğinde Paleozoyik yaşlı olduğu ifade edilen sedimanter istiflerine farklı yönlerde ve farklı tiplerde dayklarının ve sillerin sokuldukları uzun yıllardır bilinmektedir (Penck, 1919; Kesin vd., 2010, Aysal vd., 2017). Bu küçük magmatik sokulumlardan diyabaz dayklarının Devoniyen döneminde bir rift ortamında oluştuğu, ve bu sokumlardan bazalt ve andezit dayklarının Kretase' de meydana geldiği ifade edilen yay ortamında (Penck, 1919) ya da Kretase döneminde açıldığı ifade edilen Karadeniz havzası ile ilişkili olduğu ifade edilir (Özgörüş ve Okay, 2005; Keskin vd., 2010; Aysal vd., 2017). Bu dayklarının Kampaniyen-Maastrihtiyen yaşlı olduğu U-Pb zirkon yaşlandırılmasına dayandırılır (72-65 my; U-Pb zirkon yaşları; Aysal vd., 2017); ancak bu dayklarının, yalnızca, Üst Kretase yaşlı olmadıkları; aksine Toarsiyen' den İpresiyen' e kadar değişen yaş konağında oldukları kayıtlardan önerilmektedir (K-Ar tüm kaya yaşları; Şen, 2012). Zonguldak birliğinin bir parçası olarak atfedilen Bolu'da Proterozoyik yaşlı temeli ve Paleozoyik yaşlı olduğu ifade edilen sedimanter örtü istifine farklı yönlerde sokulan radyometrik yaşları bilinmeyen dayk-sillerin olduğu da kayıtlardan bilinmektedir (Blumental, 1948; Yiğitbaş vd., 1999). O halde, İstanbul, Zonguldak birliği olarak ayrılan bu bölgelerdeki Proterozoyik yaşlı temel kayalarına ve temel kayaçların Paleozoyik yaşlı istiflerine sokulan dayk sistemlerinin, bu iki birliğin yan yana geldiği dönem olarak bilinen Permiyen (Göncüoğlu, 1997, 2010) sonrası aynı yaşlarda ve karakterlerde olması beklenmelidir. İki parçalı olarak tariflenen bu birliklerde bahsi geçen bu kayalara sokulan dayk-sillerin Permiyen öncesi olması durumunda farklı yaş konaklarında ve farklı karakterlerde olması hiç şüphe götürmez bir gerçektir.

İki parçalı olarak atfedilen İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin batı yakasını temsil eden İstanbul birliğindeki dayk-sillerin ifade edilen yaş aralıklarında olup olmadığını U-Pb zirkon

yaşlandırma yöntemi ile ortaya koymak, ve Zonguldak birliğinde tanımlanan ve radyometrik yaşları bilinmeyen dayk-sillerin U-Pb zirkon yaşlandırması yöntemi ile ortaya koyarak her iki birlikte Permiyen öncesi dayk sistemleri tespit edilmesi durumunda, bahsedilen bu birliklerin tek parça mı ya da iki parçalı mı olduğunun test edilmesi bu çalışmanın amaçları arasında yer alır. İki parçalı olarak tanımlanan İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin tektono-magmatik evrimine, dayk-sillerden bulunacak U-Pb zirkon yaşları temelinde, ışık tutacaktır.

İki farklı amaç için yapılan çalışmada, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı temel kayaçlarına ve bu temel kayaların Paleozoyik yaşlı olduğu ifade edilen sedimanter örtülerine farklı yönlerde sokulan dayk ve sil sistemlerinin arazi çalışmaları esnasında, 1/1000 ölçeğinde haritaları yapılarak daykların ve sillerin konumları bulunmuştur (Ek-1), ve bu kayaç gruplarının petrografik özellikleri belirlenmiştir. Kinematik özellikleri belirlenen dayk-sillerin U-Pb zirkon yaşları yapılmıştır (Ek-2) ve dayk-sillerin jeokimyasal özellikleri belirlenmiştir (Ek-3). Dayk ve siller, U-Pb zirkon yaş sonuçları ve jeokimyasal özellikleri temelinde 4 gruba ayrılmıştır.

Bu tez, 5 bölüm içerir. Çalışma alanının bölgesel jeolojisi ile bölgedeki yapılan çalışmalar ve bölgenin tanıtımı 2. Bölüm olan 'Genel Kısımlar' da verilmiştir. Çalışma sırasında kullanılan yöntemler 3. Bölüm başlığı altındaki 'Malzeme ve Yöntem' de sunulmuştur. 4. Bölümde arazi çalışmaları sırasında toplanan verilerin laboratuar çalışmaları ile elde edilen veriler 'Bulgular' bölümünde ilgili olan başlıklarda verilmiştir. Bulgular bölümünde arazi çalışmaları sırasında daykların yoğun olarak gözlendiği alanların lokasyonları ile birlikte dayk-sillerin yan kayalar ile ilişkilerini gösteren mostra fotoğrafları verilmiştir. Dayklar-sillerin petrografik ile yapısal özellikleri anlatılmıştır, ve U-Pb yaşları tespit edilerek hangi tektonik ortamda sokuldukları ile ilgili veriler tanıtılmıştır. Tezin 5. Bölüm' ü olan 'Tartışma ve Sonuç' kısmında dayk-sillerden bulunan veriler ışığında, iki parçalı olarak atfedilen İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin tek parçalı mı iki parçalı mı sorusunun yanıtı aranarak, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin tektono-magmatik tarihçesi ile ilgili varılan sonuçlar açıklanmaktadır.

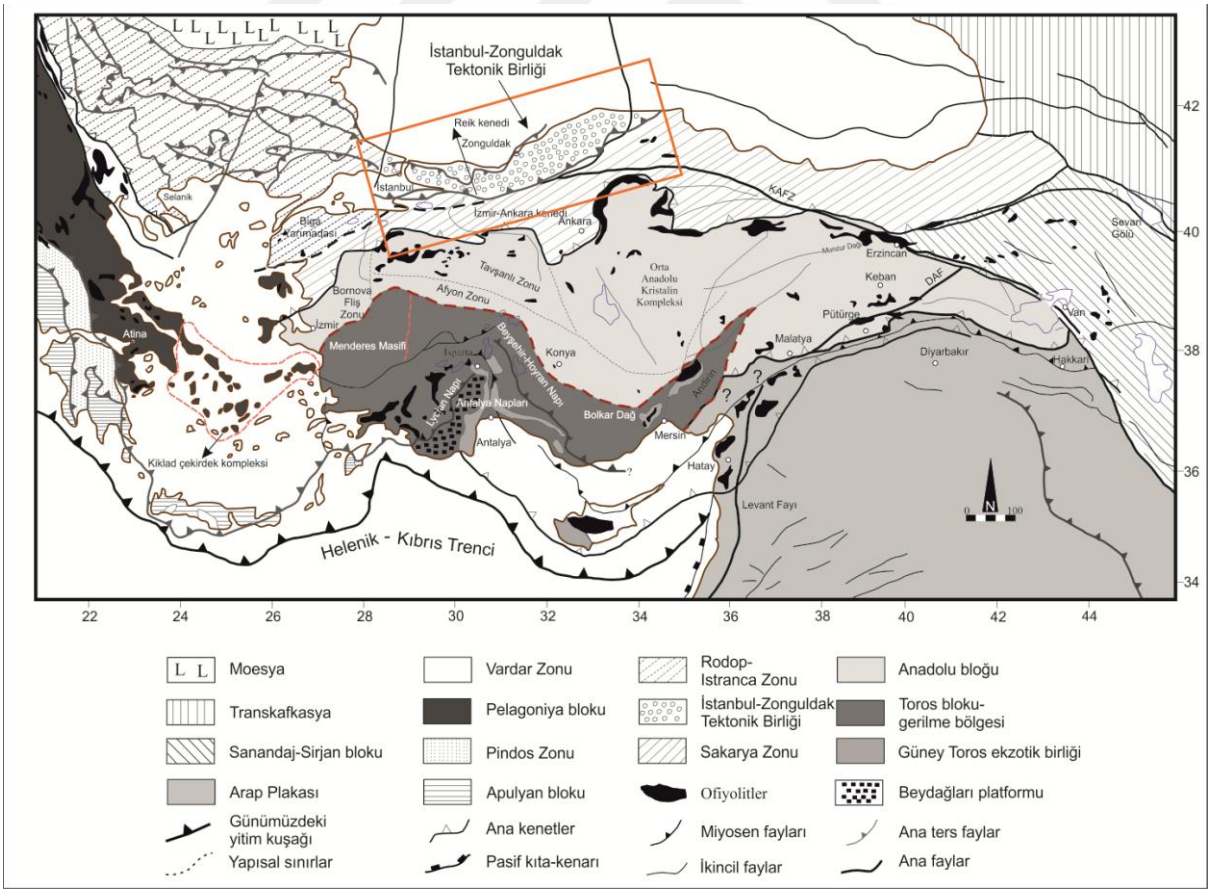
GENEL KISIMLAR

2.1. BÖLGESEL JEOLOJİ

Batı Karadeniz alanı jeolojik olarak Türkiye' nin ana tektonik birliklerinden birini barındıran güney Karadeniz dağ kuşağını içerisine alacak şekilde Pontidler olarak adlandırılmıştır (Ketin, 1966). Daha sonraki çalışmalarda, Pontidler' in diğer alanlarından farklı olması temelinde Batı Pontidler (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tüysüz, 1990), Rodop-Pontid fragmanı içinde bulunan Hersiniyen kökenli İstanbul Napı (Şengör vd., 1982, 1984), İstanbul Zonu (Okay, 1989; Moix vd., 2008), İstanbul Fragmanı (Ustaömer ve Robertson, 1993), İstanbul-Zonguldak Ünitesi (Yiğitbaş vd., 1999) ve İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği (Elmas ve Yiğitbaş, 2001) gibi farklı isimlerde adlandırılmıştır. Batıda Çatalca' dan başlayarak doğuda Azdavay doğusuna kadar izlenen bu tektonik birlik güneyde Pontid-İçi okyanus kenedi (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1984; Şengör, 1984; Okay ve Tüysüz, 1999) ya da Armutlu-Ovacık Eskipazar zonu (Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2001) ile sınırlanır. Büyük bir oranda bahsi geçen bu kenedi ya da zonunu takip eden Kuzey Anadolu Fayı ile sınırlanan bu bölgenin doğu, batı ve güneyinde yer alan diğer bloklardan en önemli farklılığı ise, temelinde Proterozoyik yaşlı olan temel kayaçların ve bu kayaları örten metamorfik olmayan Paleozoyik yaşlı sedimanter istiflerin olmasıdır (Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Tüysüz vd., 2004; Şekil 2.1).

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı kristalin temel kayaçları, Armutlu yarımadasında, Sünnice dağlarında ve Karadere-Zirze-Araç bölgesinde olduğu bilinmektedir (Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Tüysüz vd., 2004; Okay vd., 2008; Bozkurt vd., 2008, 2013a). Bu temel kayaçları da Kadomiyen yayı ile ilişkili Üst Ediyakaran yaşlı meta-granitler tarafından kesildiği (Chen vd., 2002; Ustaömer vd., 2005; Okay vd., 2008) bilinir. Proterozoyik yaşlı kristalin temel kayaçları, ve bu temel kayaçları kesen meta-granitleri Ordovisyen-Karbonifer yaşlı olan karasal kırıntılılar ile başlayıp platform çökelleri ile temsil edilen pasif kıta kenarı sedimanter kayaçlar, uyumsuz olarak üzerlemektedir (Kaya, 1969; Dean vd., 2000; Okay vd., 2017). İstanbul' dan Zonguldak' a kadar yüzlekleri bulunan stratigrafik olarak kesintili bu Paleozoyik istifler (Şengör ve Yılmaz, 1981; Göncüoğlu, 1997, Okay ve Nikishin, 2015),

Rheic Okyanusunun kıta-kenarı birimleri olarak tanımlanır (Bozkurt vd., 2008). Ayrıca, Proterozoyik yaşlı Armutlu-Pamukova metamorfiklerini de geç Ordovisyen döneminde kesen meta-granitlerin, bu birlikte herhangi bir yaş verisi olmaksızın Ordovisyen olarak kabul edilen karasal kırıntılılar (Kurtköy fm) ile eş-yaşlı oldukları ifade edilir (Okay vd., 2008). İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin İstanbul ve Zonguldak alanında Silüryen-Devoniyen geçişi sonrası farklı stratigrafi ve sedimantolojik olarak farklı as ortamların oluşması ve bahsi geçen bu dönem geçişinde Zonguldak birliğinde gözlenen diskordans (Hamdi, 1975) temelinde, İstanbul' a İstanbul birliği ve Zonguldak' a ise Zonguldak birliği olarak tariflenir (Göncüoğlu, 1997; Bozkaya vd., 2012a, b). Fakat, iki farklı adla isimlendirilen Paleozoyik istiflerin fasiyes değişimden kaynaklandığı ifade edilerek tek parça bir birlik olarak da kabul edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1984; Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Okay vd., 2006; Okay ve Nikishin, 2015). Bahsedilen bu kayaç topluluklarının geç Karbonifer döneminde Variskan orojenezi ile kıvrımlandığı (Zabcı vd., 2003) ya da Permo-Karbonifer sonrası kıvrımlandığı (Okay ve Topuz, 2017) ifade edilir (Şekil 2.1).

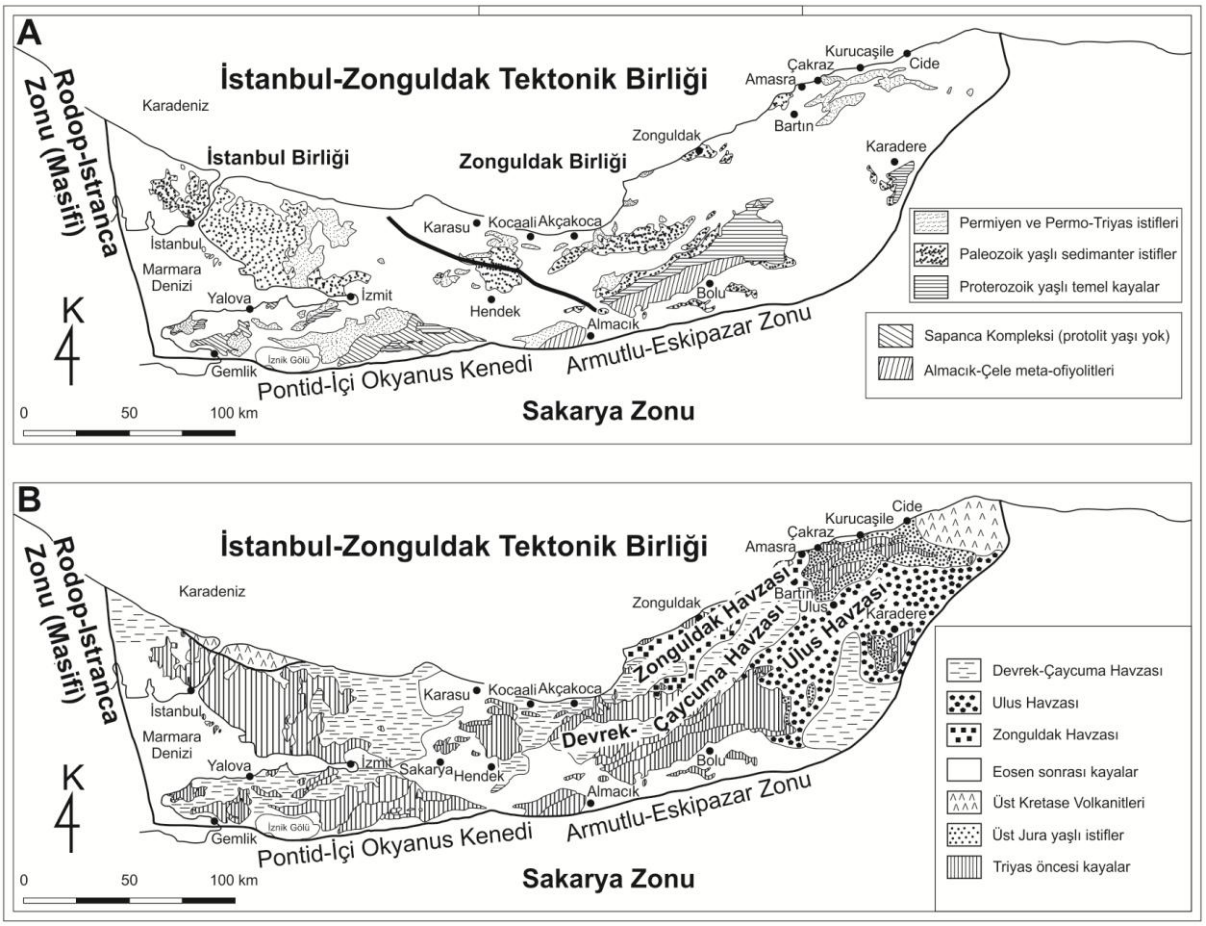


Şekil 2.1: Türkiye ve yakın çevresinin kenet kuşaklarını ve tektonik birlikleri ile birlikte İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin konumunu gösterir harita (Moix vd., 2008' den alınmıştır).

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Orta Jura-Doger öncesi Istranca masifine bindirmesi sonucunda, yerleşmiş Variskan kökenli bir nap (İstanbul Napı, Şengör vd., 1984) olduğu yada Moesya platformundan Kretase döneminde koparak, Eosen döneminde günümüzdeki alanına konumlandığı (Okay vd., 1989; 1994) ileri sürülmüştür. Ayrıca, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nde konumlanan tüm Paleozoyik istifler, İstanbul birliği ve Zonguldak birliği olarak ayrı düşünüldüğünde, İstanbul birliği Kadomiya-Armorika (Göncüoğlu, 1997; Bozkaya vd., 2012b), Avalonya mikro-kıta kökenli (Okay vd., 2008; Bozkurt vd., 2008, 2013a); Zonguldak birliği Avalonya mikro-kıta kökenli (Göncüoğlu, 1997; Dean vd., 2000; Bozkaya vd., 2012) olduğu ifade edilir. Fakat, bu tektonik birlikteki bu istifler tek parçalı olarak düşünüldüğünde, Avalonya mikro-kıta kökenli (Bozkurt vd., 2008; Okay ve Nikishin, 2015) olduğu ya da Baltika-Timmanid kökenli (Natal' in vd., 2012) olduğu kabul edilir.

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'nin Proterozoyik yaşlı temel kayaları ile Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü kayaları üzerine Cide' den Çamdağ' a kadar geç erken Permiyen döneminden geç Triyas' a kadar, palustrin ortamlarında çökelmiş karasal kırıntılılar (Çakraz formasyonu, Gand vd., 2011; Stolle, 2012; Okuyucu vd., 2017) ve göl ortamında çökelmiş olan kireçtaşı ve çamurtaşları (Çakrazboz formasyonu, Akyol vd., 1974; Rutherford vd., 1992; Alişan ve Derman, 1995) uyumsuz olarak bulunur. (Tüysüz vd., 2004). Kocaeli yarımadası ve Armutlu yarımadası üzerinde ise karasal kırıntılılar ile başlayan ve iç-denizel istifler (Kocaeli istifi, Yurtsever, 1982; Okay vd., 2017 ve Maşukiye grubu, Akbayram vd., 2012, 2016) Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü birimleri ve Proterozoyik yaşlı temel kayaçları üzerinde uyumsuz olarak örtmektedir (Yurtsever, 1982; Tüysüz vd., 2004; Akbayram vd., 2012). İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı temel kayaçlarına, Zonguldak tarafında, Üst Permiyen yaşlı Kürek graniti (Okay vd., 2013) ve Paleozoyik istifine İstanbul tarafında da Üst Permiyen yaşlı Balçık (Sancaktepe) graniti (Yılmaz, 1977; Yılmaz-Şahin vd., 2014) sokulduğu bilinir. Kocaeli yarımadasında, bu Paleozoyik istifini uyumsuzluk ile örten Permo-Triyas istifi ile Armutlu-Pamukova metamorfiklerini uyumsuzluk ile üzerleyen Permo-Triyas yaşlı Maşukiye grubu, Pontid-İçi okyanusunun okyanuslaşma süreci öncesi Atlantik tipi riftleşmesi ile açılan kıtasal havzalar olarak kabul edilmektedir (Akbayram, 2011; Akbayram vd, 2013, 2016). İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı temel kayaçları olarak tanımlanan Çele-Almacık meta-ofiyolitlerinin (Yiğitbaş vd., 1999; 2004), Sakarya' nın Üst Permiyen yaşlı alt kabuk parçası olarak tanımlanır (Bozkurt vd., 2013a, b; Şekil 2.2).

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin doğu bölümünde orta ve geç Jura dönemlerinde iki bölgesel transgresyon olduğu kayıtlardan bilinir (Tüysüz vd., 2004). Bunlardan ilki, orta Jura transgresyonu kısa ömürlü ve yayılımı oldukça sınırlı olan regresif bir istifle sona ermektedir (Himmetpaşa formasyonu-Akman, 1992; Alişan ve Derman, 1995; Tüysüz vd., 2004) ve daha uzun ömürlü olan diğer transgresyon bu tektonik birliğin doğusundaki Kalloviyen-Baremiyen yaşlı yaygın sığ karbonat platform istifleridir (Bürnük ve İnaltı formasyonu, Aksay vd., 2002; Gedik ve Aksay, 2002; Tüysüz vd., 2004; Şekil 2.2).



Şekil 2.2: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin sınırlarını ve Proterozoik yaşlı temel kayaçlarını, bu temel kayaçların Paleozoik yaşlı sedimanter örtü istiflerini ve Permo-Triyas yaşlı istifleri (A) ile Permo-Triyas sonrası bu birlikteki havzaları (B) gösterir harita (Tüysüz vd., 2004' den alınmıştır).

Üst Jura-Alt Kretase yaşlı olan karbonat platformunun çökelimi sonrası, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nde Üst Kretase-Eosen yaşlı Devrek-Çaycuma havzası ile ayrılan Zonguldak ve Ulus havzaları erken Kretase döneminde açılmıştır (Yılmaz vd., 1997; Yiğitbaş vd., 1999; Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2004). Geç Jura-erken Kretase döneminde sakin olan bir karbonat platformu gelişimin aksine, Baremiyen-Albiyen döneminin tektonik olarak çok aktif olduğu

ifade edilir (Görür vd., 1993; Yiğitbaş vd., 1999; Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2004; Okay vd., 2013). Zonguldak havzası, Ereğli ve Amasra arasında Karadeniz kıyı şeridine kabaca paralel uzanmaktadır (Yılmaz vd., 1997; Yiğitbaş vd., 1999; Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2004). Zonguldak havzasının sedimanter kayaçları, geç Baremiyen-Senomaniyen dönemi sırasında çökelmiş karbonat ve kırıntılılardan oluşmaktadır (Görür, 1988; Görür vd., 1993; Yılmaz vd., 1997; Yiğitbaş vd., 1999; Tüysüz vd., 2004, 2012). Ulus Havzası, Zonguldak havzası gibi Alt Kretase yaşlı istifler ile doldurulmuş olmasına rağmen; stratigrafik ve sedimantolojik olarak farklı olması ile ayırt edilir (Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2004). Zonguldak havzasında da kıyı fasiyeslerin yaygın olmasına rağmen, Ulus havzasında eş-yaşlı sedimanter kayaçlar türbiditik karakterdeki havza-içi çökellerden oluşmaktadır. Ulus havzasının batı bölümünde düzenli bir stratigrafi sergilerken doğu tarafı tedricen kompleks bir yapı sergileyen volkanik katkılar da içermektedir (Görür, 1988; Yılmaz vd., 1997; Yiğitbaş vd., 1999; Tüysüz vd., 2004). Ayrıca, Zonguldak havzası ile Ulus havzası, Karadeniz' in kıta-içi riftleşme fazı ile ilişkilendirilmiştir (Görür, 1988; Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2004). Ancak Karadeniz' in riftleşme aşamasında ise Zonguldak havzasının yay-ardı havza ortamında, Ulus havzasının yay-önü ortamında açıldığı şeklinde kabul edilir (Okay vd., 2013). Batı Karadeniz alanının kuzey kesiminde Turoniyen-Kampaniyen döneminde yaygın bir magmatik yay geliştiği ifade edilir (Tüysüz vd., 2004). Bu dönemde, batıda belirgin ve doğuda zayıf bir uyumsuzlukla birbirinden kalınlığı 5 ile 20 m arasında değişen pelajik kireçtaşları (Unaz formasyonu; Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2012) ile ayrılmış iki benzer istif (Dereköy formasyonu, Turoniyen-Santoniyen ve Cambu formasyonu, Kampaniyen; Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2004, 2012) Zonguldak ve Ulus havzasında yer alır. Riftleşme sonrası dönemde oluştuğu kabul edilen bu istiflerin (Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2004; 2012; Okay vd., 2013) arasında yer alan pelajik kireçtaşları (Unaz formasyonu-Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2004, 2012), Karadeniz havzasının okyanus kabuğu oluşumunun referansı olarak kabul edilir (Görür vd., 1993; Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2004, 2012; Okay vd., 2013; Nikishin vd., 2015; Okay ve Nikishin, 2015; Akdoğan vd., 2017; Şekil 2.2).

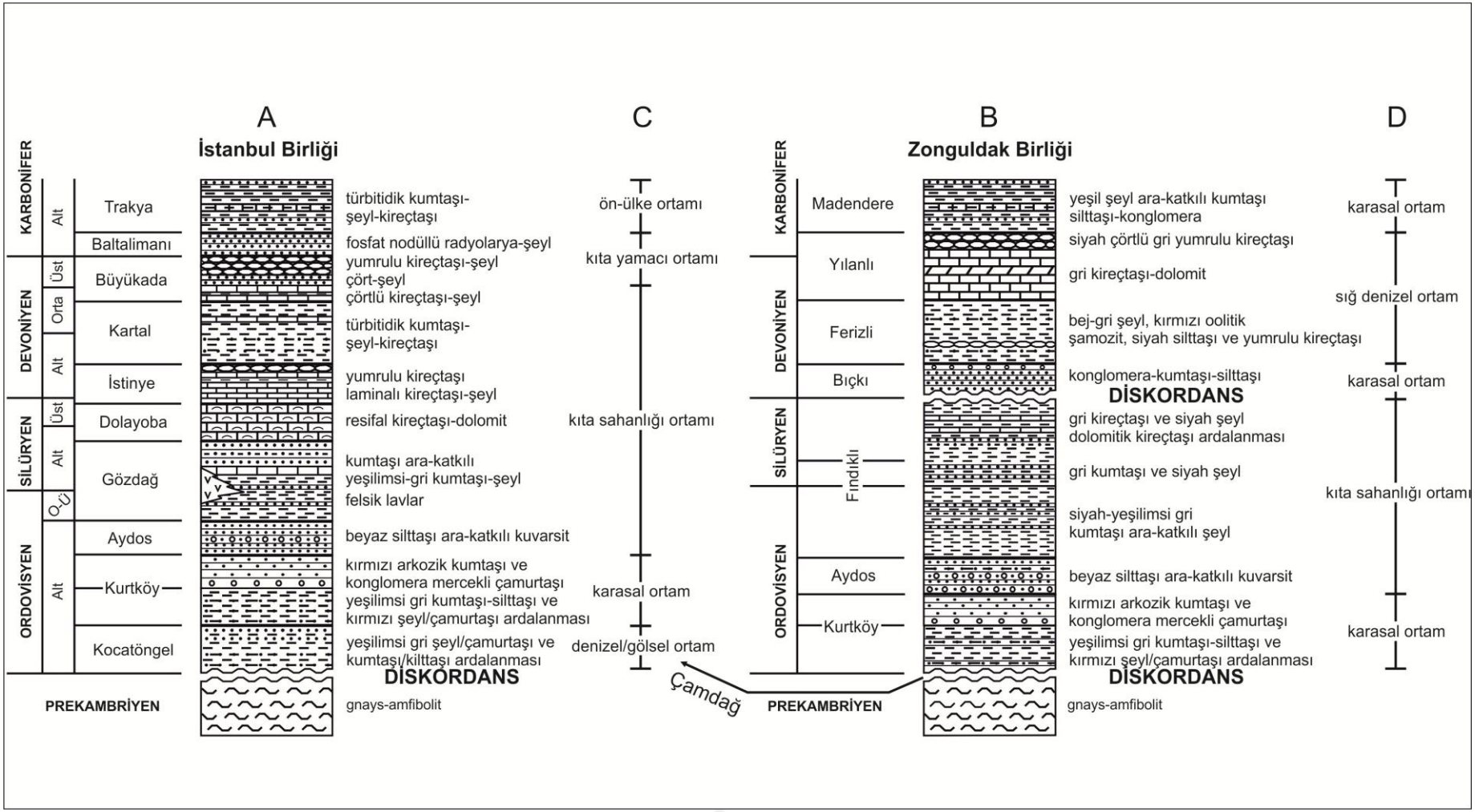
Üst Kretase (Maastrihtiyen)-Eosen yaşlı sedimanter birimlerle dolu Devrek-Çaycuma havzası, kuzeybatıda Zonguldak havzası ve güneydoğuda ise Sünnice masifi (Demirci para gnaysları ve Yellice meta-volkanikleri ile Çele meta-ofiyoliti) ile Ulus havzası üzerinde yer almaktadır (Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2004). Havza, doğuya doğru Cide yükselimi ile sınırlanır ve Cide yükselimin yaklaşık olarak kuzey ve kuzeydoğusuna, batıda Çatalca' ya kadar devam eder (Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2001; Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2004, 2012).

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin İstanbul-Akçakoca arasında konumlanan Paleozoyik istiflerle Permo-Triyas istifleri üzerine Maastrihtiyen-Eosen yaşlı volkanik kayaçlarla birlikte sedimanter istifler ince bir örtü şeklinde transgresif olarak örter. Fakat, bu alanlarda eş-yaşlı birimler Devrek-Çaycuma havzasını dolduran birimlere göre daha sığ bir ortamda gelişmiştir (Okay vd., 2017; Şekil 2.2).

2.2. İSTANBUL-ZONGULDAK TEKTONİK BİRLİĞİ'NİN PROTEROZOYİK YAŞLI KAYAÇLARININ VE PALEOZOYİK YAŞLI OLAN SEDİMANTER İSTİFLERİNİN STRATİGRAFİSİ

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı kristalin temel kayaçları, Armutlu yarımadasında kuvars-feldispatik gnays ve amfibolit serilerinden oluşan Armutlu-Pamukova metamorfikleri (Akartuna, 1968; Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2001); Sünnice dağlarında migmatitik kuvars-feldispatik gnayslardan oluşan Demirci para-gnaysları ile bahsi geçen bu para-gnaysların üstünde uyumsuzluk ile oturan (Yiğitbaş vd., 2008) az oranda meta riyolitler (U-Pb zirkon yaşları 1055.6 my; Bozkurt vd., 2013a ya da Orta-Üst Ediyakaran; Dr. Ustaömer, T., Mayıs-2017-sözlü görüşme; Dr. Sunal, G., Haziran-2017-yazılı görüşme) meta andezitler ve meta-sedimanter kayaçlarından yapılı olan Yellice meta-volkanikleri (Ustaömer 1996; Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2001; Bozkurt vd., 2008, 2013a); Zirze-Araç ve Karadere bölgesinde ise meta-kuvarsitler ile para-gnayslardan oluşan yüksek dereceli metamorfikleri ile temsil edilir (Arpat vd., 1978; Chen vd., 2002). Proterozoyik yaşlı temel kayaçları da, Kadomiyen yayı ile bağlantısı kurulan meta-granitler tarafından kesilir (Armutlu yarımadası, U-Pb zirkon yaşları, 591-569 my, Akbayram vd., 2013; Okay vd., 2008; Sünnice dağları, U-Pb zirkon yaşları, 576-565 my, Ustaömer vd., 2005; Karadere-Zirze-Araç kesitinde U-Pb zirkon yaşları, 590 my, 576 my ve 568 my, Chen vd., 2002).

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Rheic Okyanusuna ait kıta-kenar istifleri (Bozkurt vd., 2008), birimlerin geç Silüryen-erken Devoniyen geçişinden itibaren göstermiş oldukları litoloji farklılıkları temelinde, İstanbul-güney Çamdağ alanı, İstanbul birliği, kuzey Çamdağ dahil Zonguldak' a kadar olan bölümü de Zonguldak birliği olarak adlandırılır (Göncüoğlu, 1997; Göncüoğlu ve Kozlu, 2000; Kozur ve Göncüoğlu, 2000; Stampfli ve Borel, 2001; Bozkaya vd., 2012a, b).



Şekil 2.3.: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin dikme kesitleri (A-B) ile istiflerin sedimantolojik değişimleri temelinde çökeldiği sedimantolojik as-ortamları (C-D) gösteren sütun kesitler (Yalçın ve Yılmaz, 2010; Bozkaya vd., 2012a, b' den alınmıştır).

2.2.1. İstanbul Birliği

Yeşilimsi gri renkli şeyl-çamurtaşı ve kumtaşı-kiltaşı ardalanmasından oluşan türbiditik istif-Kocatöngel formasyonu (Gedik vd., 2005), derin göl ortamında (Özgül, 2012) ya da kapanan bir deniz as ortamında (Gedik vd., 2005) erken Ordovisyen döneminde çökelmiştir (Bozkaya vd., 2012) ve İstanbul birliğinin görünen en yaşlı istifidir. Türbiditik karakterli istifin üstüne uyumlu olarak yeşilimsi gri renkli kumtaşı-silttaşı ve kırmızı şeyl-çamurtaşı ardalanması ile kumtaşı-çamurtaşı ve konglomera ardalanmasından oluşan k>3000 m Alt Ordovisyen yaşlı karasal kırıntılılar-Kurtköy formasyonu gelmektedir (Gedik vd., 2005; Bozkaya vd., 2012b). Karasal kırıntılılar uyumlu olarak kuvarsit ve kuvars-arenitlerden yapılı Alt-Orta Ordovisyen yaşlı olan plaj çökellerine-Aydos formasyonuna geçmektedir (Önalan, 1981; Gedik vd., 2005; Bozkaya vd., 2012b). Plaj çökelleri uyumlu olarak kumtaşı ara-katkılı olan yeşilimsi gri renkli kumtaşı-şeyl ardalanmasından yapılı lagünel istife-Gözdağ formasyonuna geçmektedir, ve bu istif ise geç orta Ordovisyen-erken Silüryen döneminde çökelmiştir (Önalan, 1981; Gedik vd., 2005; Özgül, 2012). Ayrıca, lagün ortamında çökelen bu kayaçların Ordovisyen-Silüryen geçişini temsil eden tabakalarında felsik lavlar yer almaktadır (Bozkaya vd., 2012b). Resifal kireçtaşları ile dolomitlerden oluşan Üst Silüryen yaşlı Dolayoba formasyonu lagünel istifi uyumlu olarak üzerlemektedir (Önalan, 1981; Gedik vd., 2005; Özgül, 2012). Laminalı kireçtaşı-şeyl ardalanması ile başlayan üste doğru yumrulu kireçtaşlarına geçen Üst Silüryen-Alt Devoniyen yaşlı İstinye formasyonu resifal istifi uyumlu olarak örtmektedir (Önalan 1981; Gedik vd., 2005; Özgül, 2012; Bozkaya vd., 2012b; Lom vd., 2016) ve İstanbul birliği içinde Silüryen-Devoniyen geçişinin uyumlu olduğu kayıtlarda (Ustaömer vd., 2011 ve Lom vd., 2016) olmasına karşın; geç Silüryen dönemine ait olan Pridoli katının eksik olduğu bilinir (Yalçın ve Yılmaz, 2010). İstinye formasyonu üzerinde ise uyumlu olarak kireçtaşı ve şeyl ardalanmasından yapılı Alt Devoniyen yaşlı Kartal formasyonu bulunmaktadır (Önalan, 1981; Gedik vd., 2005a; Yalçın ve Yılmaz, 2010; Bozkaya vd., 2012a) ve yumrulu kireçtaşı şeyl ile çörtlü şeyl ardalanmasından oluşan Orta-Üst Devoniyen yaşlı Büyükada formasyonu, Kartal formasyonunu uyumlu olarak üzerler (Önalan, 1981; Gedik vd., 2005; Yalçın ve Yılmaz, 2010). Büyükada formasyonu ise, uyumlu olarak fosfat nodüllü radyolaryalı çört ve şeyl ardalanmasından yapılı Alt Karbonifer yaşlı Baltalimanı formasyonuna geçmektedir (Önalan, 1981;Gedik vd., 2005; Bozkaya vd., 2012b). Baltalimanı formasyonu uyumlu olarak Vizeyen yaşlı kireçtaşı olan ara-katkılı kumtaşı ve şeyl ardalanmasından yapılı türbiditik istife-Trakya formasyonuna geçmektedir (Gedik vd.,2005; Okay vd., 2011; Bozkaya vd., 2012a,b). İstanbul

birliğinde Aydos formasyonu ile Büyükada formasyonunun Bostancı üyesine kadar olan kaya grupları kıta sahanlığında ve Büyükada-Baltalimanı formasyonunun kıta yamacında çökeldiği belirtilir (Yalçın ve Yılmaz, 2010). Ayrıca, Trakya formasyonu ön-ülke ortamında çökelen fliş istifi olarak tanımlanır (Okay vd., 2011; Şekil 2.3).

2.2.2. Zonguldak Birliği

Karadere-Zirze ve Araç kesitinde Proterozoyik yaşlı para-gnaysların üstünde k>3000 m olan karasal kırıntılıların son 340 m' lik seviyesini temsil eden yeşilimsi gri kumtaşı ve silttaşı ile kumtaşı ardalanmasından yapılı olan karasal kırıntılılar-Kurtköy formasyonu bulunmaktadır (Dean vd., 2000). 340 m kalınlığı olan bu karasal kırıntılıların yaşı ise Alt Ordovisyen olarak belirlenmiştir (Dean vd., 2000; Göncüoğlu vd., 2014). Karasal kırıntılıların stratigrafik olarak altında, kuzey Çamdağ' da ve Düzce' de silttaşı-şeyl ardalanmasından oluşan türbiditik istif-Kocatöngel formasyonu yer almaktadır (Gedik ve Önalan, 2001). Karasal kırıntılılar, Alt-Orta Ordovisyen yaşlı olan plaj çökellerine-Aydos formasyonuna geçmektedir (Dean vd., 2000; Bozkaya vd., 2012a). Plaj çökelleri üstünde, lagün ortamlarında çökelen kumtaşı ara-katkılı şeyl-kireçtaşı, kumtaşlarından oluşan Üst Ordovisyen-Üst Silüryen yaşlı Fındıklı formasyonu uyumlu olarak yer alır (Dean vd., 2000; Bozkaya vd., 2012a). Fındıklı formasyonu üzerine de uyumsuzluk (Hamdi, 1975) ile, konglomera ve kumtaşı-silttaşı ardalanmasından oluşan Alt Devoniyen yaşlı olan karasal kırıntılılar-Bıçkı formasyonu ile sığ denizel karbonatlılar-Ferizli formasyonu gelir (Bozkaya vd., 2012a). Bu birlikte, Bıçkı formasyonu ve Ferizli formasyonu üzerine uyumlu olarak sığ karbonat platformunu temsil eden Orta Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı Yılanlı formasyonu gelmektedir. Bu karbonat platformunu uyumlu olarak karasal istifi temsil eden birimlerden yapılı Karbonifer yaşlı Madendere formasyonu üzerler (Bozkaya vd., 2012a; Şekil 2.3).

2.3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Chihatchef (1864, 1866) tarafından yapılan renkli haritalama çalışmaları, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile ilgili öncü çalışmalar olarak kabul edilmektedir. Bu tektonik birlik içinde yer alan Bolu dağlarının jeolojik süreçlerini konu alan ilk yayın Blumenthal (1948) tarafından gerçekleştirilmiştir. İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile ilgili yapılan çalışmaların tarihi,

yaklaşık 150 yıl öncesine dayanır ve yapılan bu çalışmaların detaylı geniş özetleri Şen (2012) çalışmasında bulunmaktadır. Bu tez kapsamında, 2012 yılı öncesinde yapılmış olan ve bu tezi yönlendiren çalışmalar ile 2012 yılı sonrası yapılmış çalışmaların geniş özeti verilmiştir.

Tüysüz (1999) ve Tüysüz vd. (2012), Zonguldak-Ulus havzalarının erken Kretase döneminde açıldığını, ve bu iki havzanın, Karadeniz havzasını temsil ettiğini belirtmiştir; geç Santoniyen' de çökelen pelajik kireçtaşlarının (Unaz formasyonu), Karadeniz' in okyanus kabuğu oluşumu ile ilişkilendirilmiştir.

Dean vd. (1997, 2000), Karadere-Zirze-Araç bölgesinde k>3000 m olan karasal kırıntılıların (Kurtköy formasyonu) son 340 m' sinin Proterozoyik yaşlı temel kayaları üzerinde durduğunu ve karasal kırıntılıların bu seviyesinin akarsu-plaj geçişini temsil ettiğini belirterek yaşının ise Tremadosiyen olarak saptamıştır. Ayrıca Fındıklı formasyonunun Silüryen tabakaları içindeki graptolit faunalarının Anglo-Welsh havzasındakilerle eşlenik olduğunu belirterek, Zonguldak birliğinin Avalonya mikro-kıta kökenli olduğunu ifade etmiştir.

Gand vd. (2001), İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı temel kayaları ve Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü istiflerinin üstünde diskordansla oturan karasal birimlerin kırıntılıların çökelme döneminin Çakraz tarafında Triyas olmadığını; aksine erken Permiyen dönemine kadar indiğini tespit etmiştir.

Elmas ve Yiğitbaş (2001 ve 2005), İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile Sakarya zonunun arasında olduğu ifade edilen Pontid-İçi okyanusunun (Şengör ve Yılmaz, 1981) jeolojik süreç boyunca hiçbir zaman var olmadığını, Pontid-İçi kenedi olarak yorumlanan Armutlu-Ovacık zonunun Paleo-Tetis okyanusuna ait ofiyolitler ya da İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin temelinde bulunan Proterozoik yaşlı ofiyolitler olduğunu belirtmiştir.

Chen vd. (2002), Karadere-Zirze-Araç kesitinde Proterozoyik yaşlı temel kayaçları kesen 590 my, 576 my, 568 my yaşlı (U-Pb zirkon yaşları) meta-granitler bulmuştur. Proterozoyik yaşlı temelden bulduğu verilere göre İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Avalonya-Kadomiya yayı üzerinde Doğu Afrika kratonundan beslendiğini ifade etmiştir.

Robertson ve Ustaömer (2004), Ustaömer ve Robertson (2005), Sakarya kıtasının Triyas' da Avrasya' dan riftleşmesi neticesinde, Pontid-İçi okyanusunun erken Jura' da açıldığını ve geç Kretase döneminde oblik çarpışma sonucunda kapandığını belirtmiştir.

Ustaömer vd. (2005), Sünnice dağlarında Dirgine graniti olarak tanımlanan (Cerit, 1991) alan içinde, 576 my (U-Pb yaşı-Tüllükiriş graniti), 565 my yaşlı (U-Pb yaşı-Kapıkaya graniti) olan birbirinden farklı iki meta-granitin olduğunu ifade ederek bu meta-magmatiklerin Kadomiyen yayı ile ilişkili olduğunu bildirir; ayrıca Çele kompleksi ya da meta-ofiyolitini kesen 262 my yaşlı granitik sillerin varlığını tespit etmiştir.

Okay vd. (2008), Armutlu yarımadasında Armutlu-Pamukova metamorfiklerini kesen 569 my yaşlı (U-Pb zirkon yaşı) bir meta-granitinin varlığını tespit ederek Kadomiyen yayı ile ilişkili olduğunu ifade eder. Ayrıca, bu metamorfik serinin farklı lokasyonlarında 464 my ile 457 my yaşlı (Pb-Pb zirkon yaşı; 460 my olarak değerlendirilmiştir) iki meta-granitin Alt Ordovisyen yaşlı karasal kırıntılılar (Kurtköy formasyonu) ile eş-yaşlı olduğunu, farklı bir ifade ile denilir ise, Rheic Okyanusunun açılması ile eş-yaşlı olduğunu belirtmiştir.

Ustaömer vd. (2011), İstanbul birliğinin Aydos formasyonu kuvarsitlerinden bulduğu kırıntılı zirkon verileri ışığında, Mezo-Proterozoyik yaş konağında kırıntılı zirkonlar tespit etmiştir ve İstanbul birliğinde Kaledoniyen orojenezine ait izlerinin bulunmamasından dolayı, bu birliğin Amazonya kratonu kökenli olmasına rağmen; Avalonya olamayacağını belirtmektedir. Erken Ordovisyen' de kuvarsit sedimantasyonu sırasında B Amazonya hattında konumlanan İstanbul birliğinin orta-geç Ordovisyen dönemlerinde yanal faylar ile doğu alanlarına hareket ederek Baltika hattına taşındığını ifade etmiştir.

Okay vd. (2011), İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Vizeyen yaşlı türbiditik istifinden (Trakya formasyonu) elde ettiği kırıntılı zirkon verilerinde Mezo-Proterozoyik yaş konağında herhangi bir kırıntılı zirkon verisinin olmadığını, ve Devoniyen magmatizmasına ait kırıntılı zirkonların olduğunu tespit etmiştir. İstanbul zonunun Devoniyen magmatizmasından yoksun olması temelinde, türbiditik istifin beslendiği kaynak alanının Avalonya mikro-kıtası yerine; Avrupa' da konumlanan Kadomiya-Armorika mikro-kıtası olduğunu, ve İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile Kadomiya-Armorika mikro-kıtalarının Vizeyen' de çarpıştığını belirtir.

Bozkaya vd. (2012a, b), İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ni, Göncüoğlu (1997) görüşleri ışığında, İstanbul birliği ve Zonguldak birliği olarak bölünen Paleozoyik istiflerine ait mineral indeks ayrımında Zonguldak birliğinin geç Silüryen-erken Devoniyen geçişinde bir tektono-termal aralık olduğunu, bu aralığın ise Kaledoniyen orojenezini temsil ettiğini ve Zonguldak birliğinin Avalonya mikro-kıta kökenli olduğunu ifade etmiştir. Ancak, İstanbul birliğinde geç Silüryen-erken Devoniyen geçişinde herhangi bir tektono-termal aralığın keşfedilememesi ile

İstanbul birliğinin de Kadomiya-Armorika mikro-kıta kökenli olduğunu vurgulamıştır. Ayrıca Bozkaya vd. (2014), Karbonifer-Permiyen geçişinde, İstanbul birliğinin düşük metamorfizma izleri taşıdığını; ancak Zonguldak birliğinin bu dönemde tektono-termal izlerinden yoksun olduğunu belirtmiştir.

Bozkurt vd. (2013a, b), İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Sünnice dağlarında temel kayaları olarak atfedilen Yellice meta-volkaniklerinin Rodinya kökenli olduğunu ve İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Avalonya mikro-kıta kökenli olduğunu ifade etmiştir. Ayrıca Proterozoik yaşlı temel kayaçlarının bir parçası olarak düşünülen Çele meta-ofiyolitinin geç Permiyen döneminde Sakarya zonunun alt kabuğunda oluştuğunu belirterek Almacık ve Çele komplekslerinin eşlenik olduğunu ifade etmiştir.

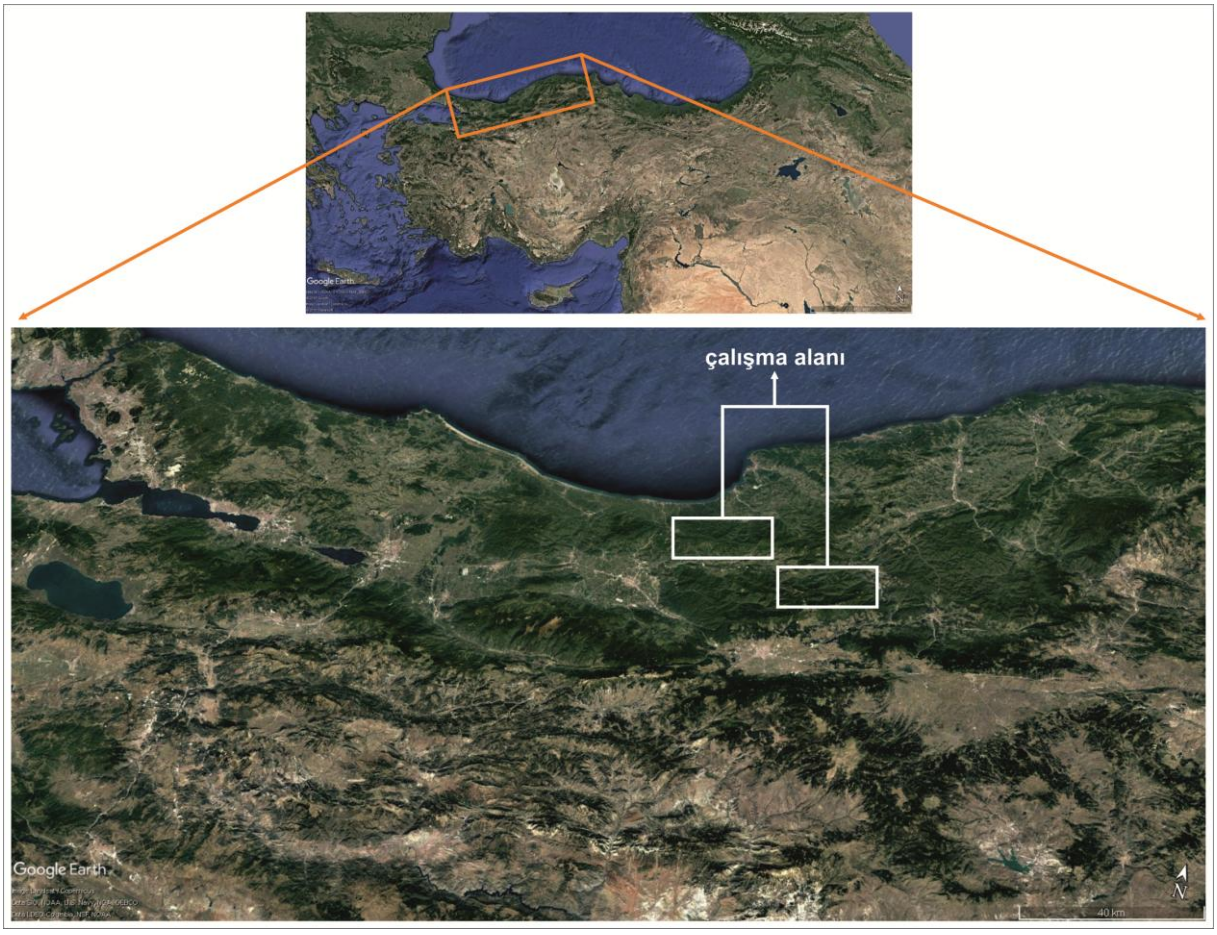
Akbayram vd. (2013, 2016), Armutlu-Pamukova metamorfiklerinin üstünde açılı uyumsuzluk ile oturan Permo-Triyas yaşlı Maşukiye grubu (İznik metamorfikleri; Roberston ve Ustaömer, 2004) ile Kocaeli Permo-Triyas istifinin eşlenik olduğunu ve Pontid-İçi okyanusunun Permo Triyas' da Atlantik tipi riftleşmesi ile ilişkili havzalar olduğunu belirtir. Ayrıca, Akbayram vd. (2013) Armutlu-Pamukova metamorfiklerini 685-591 my yaşlı (U-Pb zirkon yaşı) Kadomiyen yayı ile ilişkili meta-granitler kestiğini belirtmiştir.

Bozkaya vd. (2016), Zonguldak birliğinde Orta Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı sığ karbonat platformu olarak tanımlanan Yılanlı formasyonu tabakaları içerisinde tefralar tespit ederek bu tefraların kökeninin de Urallar' dan geldiğini ya da Dniepr-Donets havzasının geç Devoniyen-erken Karbonifer sırasında riftleşmesi ile ilişkili volkanizmadan kaynaklandığı belirtmiştir.

Akdoğan vd. (2017), Karadeniz'in erken Kretase döneminde riftleşmeye başlaması sonucunda (Tüysüz, 1999; Tüysüz vd., 2012) Zonguldak havzasının yay-ardı ortamında oluştuğu ve Ulus havzasının yay-önü ortamında açıldığını ifade etmiştir. Ayrıca, Ulus havzasındaki türbiditik istiflerinin kaynak alanının Ukrayna kalkanı-Sarmatya olduğunu belirtmiştir. Ulus havzasının kaynak alanının Ukrayna kalkanı olması nedeni ile, erken Kretase öncesi Karadeniz' in açık olamayacağını, ve bu dönem öncesinde ise İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile Ukrayna kalkanının bitişik olduğunu ifade etmiştir.

2.3. İNCELEME ALANININ TANITIMI

Çalışma alanı, Türkiye' nin batısı ile doğusunun ara-kesitinde önemli otoyollar üzerine kurulu Bolu İli' nin kuzeyinde Yedigöller Milli Parkı ve çevresi ile Düzce İli' dir (Şekil 2.4).



Şekil 2.4: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ndeki çalışma alanlarını gösteren haritalar.

2.3.1. Yükseltiler ve Akarsular ile Yerleşim Merkezleri ve Ulaşım

Çalışma alanı en düşüğü 200 m., en yükseği 2000 m. yüksek tepelikler ve dağlık alanlarından oluşmaktadır, ve vadi ile sırtlar ise kabaca KD-GB ve KB-GD olmak üzere iki baskın yönde uzanırlar. Yaz ve Kış dönemlerinde, yağışların çok olmasından dolayı; kabaca KD-GB eksen boyunca uzanan kuzey ve güneydeki Kara dereyi besleyen drenaj ağları tepelikleri keser.

Çalışma alanının oldukça engebeli ve sert eğimli sırtların ve yoğun bir orman örtüsü ile kaplı olması nedeniyle çalışılan alan içerisinde yerleşim merkezlerinin kurulmasına engel olmuştur. Yaz döneminde kullanılmak üzere yapılan yayla kulübeleri ile Bolu ve Düzce Orman Bölge Müdürlükleri ofisleri dışında yer alanı bulunmamaktadır. Bu alanlardaki ulaşım, Bolu-Yığılca arasındaki stabil yolla Yedigöller-Bolu arası kullanılan asfalt-stabil yol ana ulaşım yollarıdır.

2.3.2. İklim ve Bitki Örtüsü ile Tarım ve Hayvancılık

Bolu-Düzce' de iklim, Karadeniz iklimi ile Anadolu' da görülen karasal iklim arasındaki geçiş alanıdır, ve her iki iklim tipinin tesirinin yaşandığı önemli bir iklimsel boğaz olarak tariflenir. Karadeniz kenarındaki alanlarda yazlar serin, kışlar ılık geçer. Yaz-kış arasında fark azdır. İç kısımlarda ise yaz-kış ve gece-gündüz arasındaki sıcaklık farkının fazla olduğu bilinmektedir. Bu bölgelerde, kış dönemi soğuk ve kar yağışlıdır. Yaz ve kış dönemlerinde sıcaklık değerleri + 39,4 °C ile -31,5°C arasındadır. Senelik yağış miktarı 535-1084 mm arasındadır. Yağışın üçte biri kış dönemine aittir (www.coğrafya.gen.tr' den değiştirilerek alınmıştır).

Bolu ve Düzce' nin yarıdan fazlası ormanlıktır ve arazi içindeki oranı ise % 55' dir. Ormanlık alanda kestane, kayın, kavak, defne, ıhlamur, dışbudak, karaağaç, gürgen, meşe ve çam ağaç türlerine sahiptir. Topraklarının % 20'si ekili arazidir, ve çayır ile mera alanları % 16'dır ve % 10' u tarıma elverişli değildir (www.coğrafya.gen.tr' den değiştirilerek alınmıştır).

Bolu-Düzce tarım bölgesidir, en önemli özelliği her çeşit ürünün yetişebilmesidir. Tahıl tarım ürünlerinin başında gelmektedir. Başlıca yetişen ürünler buğday, arpa, çavdar, fasülye, tütün, şekerpancarı, patates, fındık ve pirinçtir. Meyve ve sebze bakımdan zengin olan bu bölgede Amasya tipi starkink elması, kestane, üzüm ve diğer meyve türleri yetiştirilmektedir. Türkiye fındık üretiminde Bolu-Düzce üçüncü sıradadır. Koyun, sığır, keçi hayvancılık türleri olarak sıralanır; buna ek olarak, arıcılık ve göllerde ise balık yetiştirilmektedir (www.coğrafya.gen.tr' den değiştirilerek alınmıştır).

3. MALZEME VE YÖNTEM

Doktora tezi sırasında, toplam 6 yıl sürdürülen bu çalışmada, arazi ve laboratuvar çalışmaları olarak gruplara ayrılmıştır ve tüm yöntemler sırası ile anlatılmıştır.

3.1. SAHA ÇALIŞMALARI

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği içindeki Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü birimleri ile bu birliğin temel kayaçlarının bulunduğu alanlarda 2014-2015 ve 2015-2016 yılları arasında kış dönemi de dahil olmak üzere toplam 129 gün arazi çalışmaları sonucunda daykların en yoğun olduğu lokasyonlarda 1/1000 ölçekli jeoloji haritaları yapılmıştır. İstanbul ve çevresinin farklı alanlarında dayk ve siller taranmıştır. 2014-2016 yıllarında Araç-Zirze-Karadere, Yedigöller-Mengen-Almacık, Akçakoca-Yığılca, Çamdağ-Karasu-Kocaali-Hendek, Gemlik-Armutlu ile İstanbul' da arazi çalışmaları yapılmıştır. Dayk-sillerin en yoğun olduğu noktalar, Yedigöller-Bolu, Akçakoca-Yığılca olarak belirlenmiştir. Bu lokasyonlarda detaylı haritalama çalışmaları yapılmıştır. Bu alanlarda, yoğun orman örtüsünün olmasından dolayı yol yarmaları ve vadi tabanlarının haritalanması yöntemiyle ve mostraların ayrı olarak çizilerek birleştirme yöntemi ile haritalama çalışmaları yapılmıştır. Buna ek olarak, eski çalışmalarda Armutlu ve Karadere' de Proterozoyik yaşlı temel kayaları kestiği raporlanmış magmatiklerin olduğu alanlarda arazi çalışmaları yapılarak örnekler toplanmıştır.

3.2. LABORATUVAR ÇALIŞMALARI

3.2.1. Petrografik İnce Kesit ve Kimyasal Analiz Çalışmaları

2014-2016 yılları arasında yapılan arazi çalışmalarında tespit edilen dayk-sillerin petrografik özelliklerini saptamak amacı ile, 392 adet örneğin ve İstanbul birliğinde Şen (2012) tarafından üretilen haritada yapılmayan 366 adet örneğin de ince kesitleri farklı dönemlerde, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi Ana Bilim Dalı İnce Kesit Laboratuvarı' nda, Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarı' da önem sırası ile yaptırılmıştır.

İnce kesit için İngiliz yapımı olan Petrocut ve Petrothin kesme, tıraşlama ve parlatma aletleri kullanılmıştır. Kesitlerin incelenmesi süresince net görüntü elde etmek maksadı ile ince kesit örneklerinin üzerleri lamellerle kapatılmıştır. İnce kesitlerde ise, lam ve lamele yapıştırma işlemlerinde epoksi temelli yapıştırıcılar kullanılmıştır.

İnce Kesitlerin mikroskopta tanımlamaları yapılırken aynı zamanda ayrıntılı olarak çalışılan dayk-sillerin örneklerinden kimyasal analiz için ve radyometrik yaş tayini için uygun örnekler belirlenmiştir.

İnce kesitlerin mikro fotoğraflarının çekimi için Leitz Ortoplan mikroskop ve Leica Görüntü analiz sistemleri kullanılarak örneklerin fotoğraflarının çekimi ve saha fotoğraf çekimi için de 'Kodak DX4330' fotoğraf makinesi kullanılmıştır.

Petrografik özellikleri ortaya konulan dayk ve sillerin jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi, hangi tektonik ortamda sokulduklarını ortaya çıkartmak amacı ile ayrışmadan en az etkilenmiş olan farklı dokusal ve petrografik karaktere sahip dayk-sillerin kimyasal analizlerin yapılması kararlaştırılmıştır. Bu amaç ile, saptanan 74 adet dayk ve sil örneği analiz için hazırlanmıştır. Örneklerin alterasyondan etkilenmemiş taze kısımlardan seçilmesine özen gösterilmiştir, 2-3 mm boyutuna kadar çeneli kırıcıda kırılmıştır. Kırılan bu örnekler, laboratuarda agat havanda 600 mesh boyutuna getirilinceye kadar öğütülmüştür. Her öğütme prosesinden sonra ise agat havan temizlenmiştir, ve örnekler arası kirlenme engellemiştir. Ayrıca, farklı kayaç türleri arasındaki öğütme işlemlerinde agat havan kuvars kumu öğütülerek farklı dayk ve siller arasındaki kirlenmeler önlenmiştir. Toz haline getirilen bu örneklerden ise 15-20 gr tartılarak kilitli numune poşetleri ile analiz edileceği ACME' ye gönderilmiştir.

Kimyasal analizler, ACME Laboratuvarı' nda yaptırılmıştır. Tüm kayaç kimyasal analizleri esas element analizleri ile C ve S analizleri ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) yöntemi kullanılarak; iz-nadir toprak elementlerinin analizleri ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi kullanılarak yapılmıştır. Çözelti olarak $LiBO_4$ kullanılmıştır. Dayk-sil örneklerinin analizi yapılırken jeolojik standartlar ile birlikte analizleri yapılmıştır.

İndüklenerek birleşmiş plazma spektrometresi (ICP-ES) yöntemi jeokimyada önemli bir yere sahiptir. Prensipte metodoloji, periyodik tablodaki birçok elementi, düşük belirleme limitleri ve iyi bir incelikte ölçme imkanı sağlar. Elementler aynı anda ölçülebilmekte ve bütün bir

analiz iki dakikalık bir zaman içinde yapılabilmektedir. İndüklenerek birleşmiş plazma kütle spektrometresi (ICP-MS) metodu sürüm spektrometresi yöntemine göre hassas bir yöntemdir. Doksan civarında elementi ppb düzeyinde çok hassas ölçebilmektedir (Rollison, 1993).

ICP alev sıcaklığı 6000-10000 ^{o}K aralığında yer alan bir alev ve çözelti tekniğidir. Standart silikat çözündürme yöntemleri kullanılmaktadır, ve örneklerin çözeltisi ise bir aerosol olarak nebulizerden bir argon plazmaya geçirilmektedir. İndüklenerek birleşmiş plazma, bir radyo-frekans bobinin indükleyici ısısı ile ısınan, ve yüksek frekanslı olan Tesla kıvılcımı ile ateşlenen bir argon atomları buharıdır. Örnek argon plazması içinde çözünmektedir, ve büyük miktarda atomik ve iyonik spektral çizgiler uyarılmaktadır. Spektral çizgiler foton çarpanların genişliği ile belirlenmektedir ve ölçümleme çizgileri ile karşılaştırılır ve oranları yoğunlaşma olarak dönüştürülür (Rollison, 1993).

Bu süreç içerisinde elde edilen 74 adet jeokimyasal veriler ve Şen (2012)' de elde edilen 10 adet jeokimyasal verileri ile birlikte değerlendirilmiştir. Bulunan veriler ışığında, jeokimyasal diyagramlar GCDkit programında hazırlanarak yorumlanmıştır.

3.2.2. Jeokronolojik Örnek Hazırlama ve U-Pb (Zirkon) Yaş Analizleri

Baskın yönleri ve jeokimyasal özellikleri belirlenen dayk ve sillerden 25 adet dayk ile 1 adet silin U-Pb (zirkon) yaşlandırma analizleri için zirkon mineralleri, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi Ana Bilim Dalı' nda 2012 yılında faaliyete giren Mineral Ayıklama Laboratuvarı' nda yapılmış ve tespit edilen zirkon minerallerinin U-Pb yaş analizleri ise Bulgar Yer Bilimleri Enstitüsü Jeokimya-Petrografi Ana Bilim Dalı U-Pb Yaş Analizi Laboratuvarı' nda 4 farklı dönemde yaptırılmıştır. İlk iki dönem sırasında, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi Ana Bilim Dalı' nda Mineral Ayıklama Laboratuvarı' nda ~ 45-50 kg taze kayaçlar, çeneli kırıcıda öğütülmüştür. Öğütülen bu örnekler yıkanmış ve kurulduktan sonra eleklerden geçirilmiştir. Elek boyları olan 63-125 μ boyutunda örnekler sırası ile separatörden geçirerek örneklerin ağır sıvıda çökertilmesi ile, zirkon mineralleri binoküler mikroskopta saptanarak tüplere konulmuştur ve analiz edilmesi için Bulgar Yer Bilimleri Enstitüsü' ne gönderilmiştir. İki farklı dönemde gönderilen örnekler içinde yeterli sayıda zirkon elde edilememesi üzerine son iki dönem sırasında, Bulgar Yer Bilimleri Enstitüsü Jeokimya-Petrografi Ana Bilim Dalı U-Pb Yaş Analizi Laboratuvar' ından

sorumlu Prof. Dr. Irena Peytcheva'ya aynı örnekler her bir örnek ~25-30 kg ağırlığında olacak şekilde 63-125-250 μ boyutunda paketlenerek kargo ile gönderilmiştir, ve U-Pb zirkon yaş analizleri yaptırılmıştır.

U–Pb izotop analizleri, bir Perkin-Elmer ELAN DRC-e' ye endüktif olarak bağlanmış plazma kütle spektrometresine (LA-ICP-MS) bağlantılı bir New Wave Research (NWR) Excimer 193 nm lazer-ablasyon sistemi kullanılarak yapılmıştır. Mekansal çözünürlük çoğunlukla 35 lm ve nadiren 50 lm' dır. Dış standart olarak iyi karakterize edilmiş zirkon standardı (GEMOC GJ-1; uyumluluk Pb ile 608 my) kullanılmıştır. Düşük taşıyıcı gaz akışına izin veren SuperCell NWR analizler esnasında kullanılmıştır. Ölçüm protokolü gereği, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{204}Pb, ^{232}Th ve ^{238}U izotoplar ölçülmüştür. Pek çok durumda ^{204}Pb içeriği tespit seviyesinin altında olarak hesaplanmıştır; ancak hiçbir düzeltme yapılmamıştır. Lazerin çalışma koşulları ise, U/Pb fraksiyonasyonunu sağlamak için sabit tutulmuştur.

26 adet küçük magmatik sokulumların kristalizasyon yaşlarına ek olarak zirkon minerallerinin çekirdek yaşları, zirkonların etrafındaki beyaz lekelenmelerden tektono-termal yaşlar tespit edilerek isoplot3 programında Prof. Dr. Irena Peytcheva tarafından hazırlanarak gönderilmiş, ve yorumlamalar Peytcheva vd. (2015) temelinde yapılmıştır. Buna ek olarak Güney Amerika kıtasını konu alan yayınlardan olan Ramos vd. (2015) yayınlarından esinlenerek tespit edilen çekirdek ve tektono-termal yaşların hangi jeodinamik olay yada olayları temsil edebileceği gri kutulara yazılarak diyagramlara eklenmiştir.

4. BULGULAR

Bu bölümde arazi çalışmaları ile birlikte yapılan gözlemlerden ve laboratuvar çalışmalarından bulunan veriler İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nde yapılan önceki çalışmalar temelinde değerlendirilerek belirli bir sıralama tekniği ile anlatılmıştır. İstanbul Zonu, ya da diğer adı ile ifade edilirse İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nde tariflenen Paleozoyik yaşlı istiflerin bu istifler üzerinde açılı uyumsuzlukla duran Permo-Triyas yaşlı istiflerin ve her iki istif grubunu da açılı uyumsuzlukla örten Jura-Kretase-Paleosen-Eosen yaşlı olan istiflerin stratigrafileri de Genel Kısımlar' da ayrıntılı ele alınmasından dolayı; bu bölümde bahsedilmemiştir. İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne ait Proterozoyik yaşlı temel kayalarına ve bu temel kayaçların Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü birimlerine sokulan dayk-sillerin jeodinamik anlamı olarak gruplara ayrılması (I., II., III., IV. sistem) arazi çalışması sonrasında I. ve II. sistem, petrografi ve jeokimya analizleri sonrası I., II. ve III. sistem, yaklaşık olarak aynı konumlarda olan dayk-sillerin jeokimyasal karakteristikleri ayırtman olarak kullanılarak U-Pb zirkon yaşlandırılma metodu ile dört farklı sisteme ayrılmıştır. Çalışma konusu olan dayk ve sillerin adlandırmaları petrografi bazında yapılarak jeokimya sınıflaması ile test edilmiştir. U-Pb zirkon yaşlandırma yöntemi ile bulunan dayk-sillerin kristalizasyon yaşları ışığında yapılmasına rağmen, bulgular bölümünün klasik akışı baz alınması ile, 'Haritalanan Alanlar' bölümünde arazi çalışmalarında yapılan haritaların lokasyonları ile birlikte U-Pb zirkon yaşları alınan örneklerin koordinatları ve bu örneklerin yan kayaçlar ile ilişkisini gösteren fotoğrafları; 'Petrografi' bölümünde dayk-sillerin mineral bileşimleri ile birlikte dokularına ait özellikleri ve bunları gösteren ince-kesit fotoğrafları; 'Yapısal Jeoloji' bölümünde çalışılan dayk-sillerin konumlarını gösteren Schmidt ağları; 'Jeokronoloji' bölümünde çalışılan dayk ve sillerin oluşumlarının referansını oluşturan kristalizasyon yaşları ile oluşum sonrası bölgenin geçirdiği deformasyon tarihçesini yansıtan tektono-termal yaşları; 'Jeokimya' bölümünde bahsi geçen bu dayk-sillerin jeokimyasal olarak sınıflaması, oluştuğu jeodinamik ortamları ile dayk-sillerin oluştuğu magma odaları prosesleri verilmiştir. Ayrıca, bu bölümde anlatılan her bir alt başlıktaki veriler, bir sonraki anlatılan alt başlıktaki veriler için taban veriler olarak tasarlanarak, I., II., III. ve IV. sistem dayklar olarak gruplara ayrılan bu kayaçların 'Tartışmalar' bölümünde anlatımının kolaylılığı sağlanmıştır.

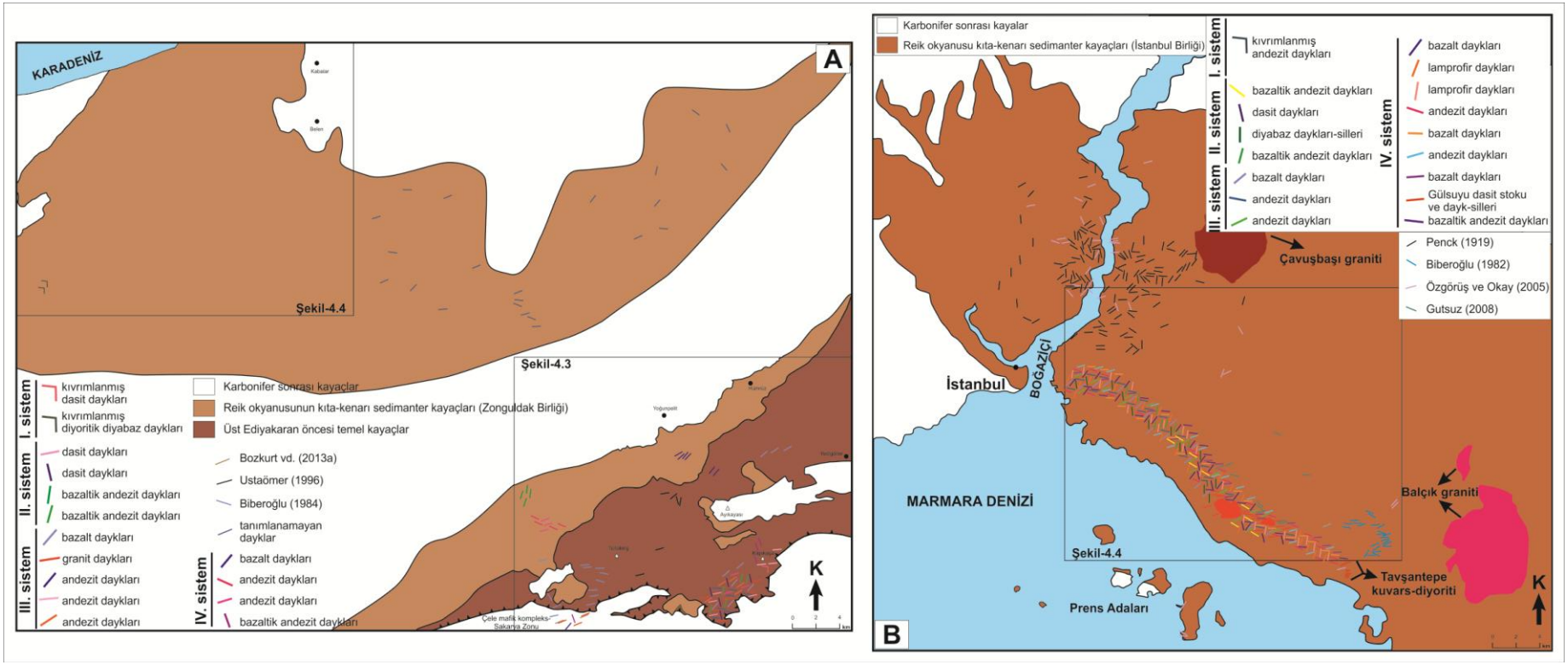
4.1. HARİTALANAN ALANLAR

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin (İZTB) Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü birimlerini ve temel kayalarını kesen dayk-sillerin en yoğun gözlendiği alanlar Göncüoğlu (1997, 2010) ve Bozkaya vd. (2012a, b) tarafından Zonguldak birliği olarak tanımlanan Yedigöller (Bolu), Yığılca-Akçakoca (Düzce)' de; aynı çalışmacıların İstanbul birliği olarak tanımlanan İstanbul' da saptanmıştır (Şekil 4.1). Önceki çalışmalarda haritalanmış dayk-siller ile birlikte gözlenen dayk ve sillerin yayılım haritaları oluşturulmuştur (Şekil 4.2) ve Zonguldak birliğinde 8 farklı alanın 1/1000 ölçeğinde haritası yapılmıştır, enine kesitleri hazırlanarak Ek-1' de sunulmuştur (Şekil 4.3-5). Çalışmanın konusu İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin tek parçalı mı yada iki farklı parçadan mı oluşan birlikler olduğunu test etmek ve bu tektonik birliğin tektono-magmatik evrimini çıkartmak için, Şen (2012)' de U-Pb zirkon yaşlandırılması yapılmayan dayk-sillerin konumlarını detaylı olarak gösteren Şen (2012) haritası revize edilerek Ek-1' de sunulmuştur (Şekil 4.5). Analitik çalışmalar neticesinde, I., II., III., IV. sistem olarak ayrılan dayk-sillerin fotoğrafları jeokronolojik sırası ile (Şekil 4.4-11) ve U-Pb zirkon yaşı bulunan dayk-sillerin UTM cinsinden koordinatları, Tablo 4.1' de verilmiştir.

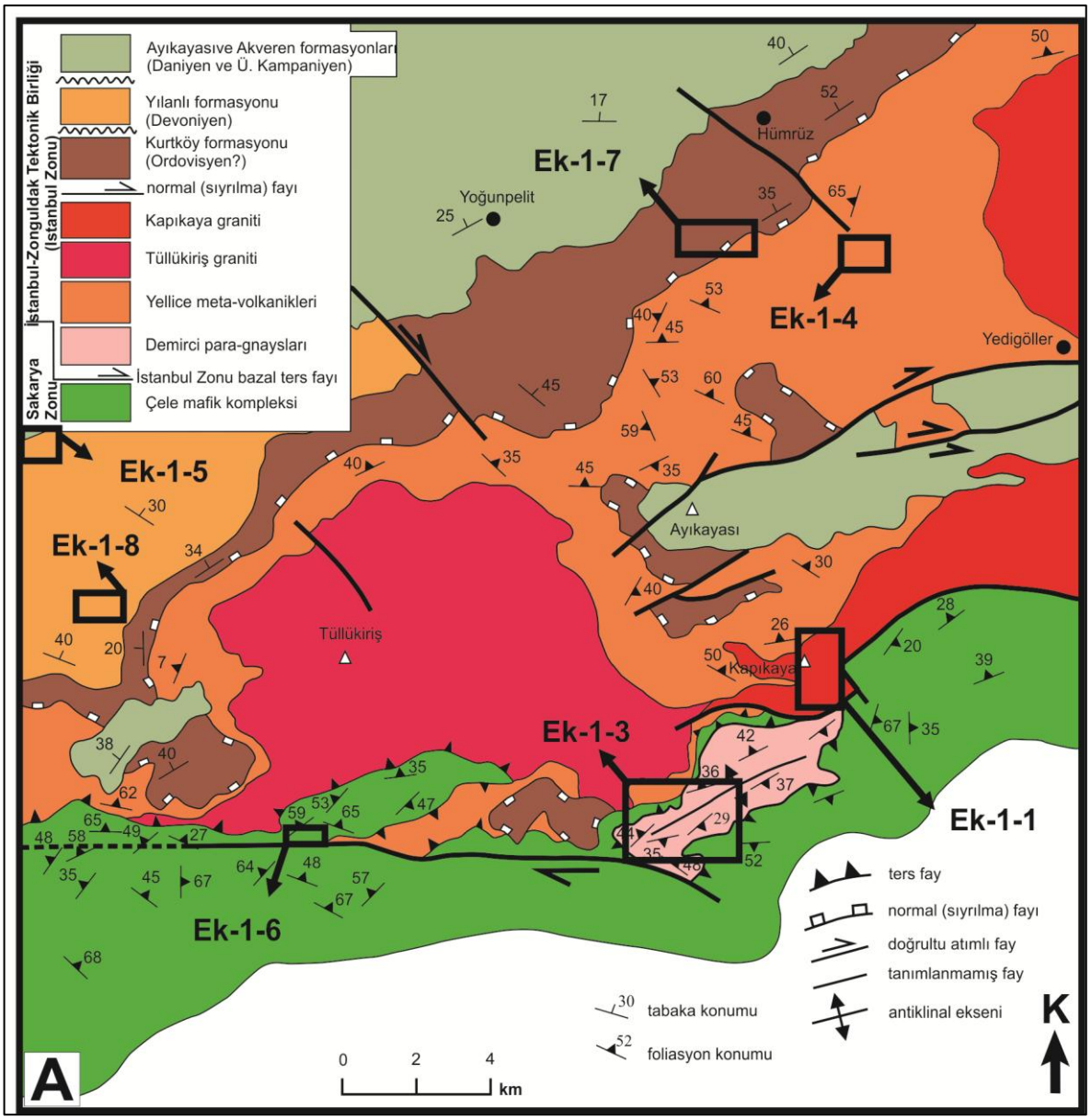
Tablo 4.1. U-Pb (zirkon) yaşı alınmış örneklerin koordinatlarını gösteren tablo.

Sistem	Örnek No	Litoloji	Lokasyon	Koordinat
I. Sistem	FS14-46-1	Dasit daykı	Yedigöller-Bolu	36T0389169/4526128
	FS14-101	Diyoritik diyabaz daykı	Akçakoca-Düzce	36T0353324/4543894
	FS-4D	Andezit daykı	Maltepe-İstanbul	35T0679615/4534260
II. Sistem	FS14-29	Dasit daykı	Yedigöller-Bolu	36T0386675/4523070
	FS-116	Bazaltik andezit daykı	Maltepe-İstanbul	35T0681687/4532507
	FS14-32-1	Dasit daykı	Yedigöller-Bolu	36T0387528/4523045
	FS-17-b	Diyabaz sili	Maltepe-İstanbul	35T0680768/4533170
	FS14-15-2	Bazaltik andezit daykı	Yığılca-Düzce	36T0368079/4529856
	FS14-25-4	Bazaltik andezit daykı	Yedigöller-Bolu	36T0386877/4522801
III. Sistem	FS14-41-1	Bazalt daykı	Yedigöller-Bolu	36T0392140/4536970
	FS14-28	Granit daykı	Yedigöller-Bolu	36T0386664/4523067
	FS14-27-2	Andezit daykı	Yedigöller-Bolu	36T0386664/4523067
	FS14-47	Andezit daykı	Yedigöller-Bolu	36T0390260/4526194
	FS14-23-1	Andezit daykı	Yedigöller-Bolu	36T0386725/4522668
	FS-14	Andezit daykı	Kartal-İstanbul	35T0685280/4531161
IV. Sistem	FS-35	Bazalt daykı	Maltepe-İstanbul	35T0680078/4533854
	FS-3b	Lamprofir daykı	Maltepe-İstanbul	35T0680096/4533836
	FS-4B	Lamprofir daykı	Maltepe-İstanbul	35T0679509/4534362
	FS14-12-1	Andezit daykı	Yığılca-Düzce	36T0370295/4526328
	FS-2-1	Bazalt daykı	Maltepe-İstanbul	35T0679497/4534341
	FS14-20	Andezit daykı	Yedigöller-Bolu	36T0387428/4523051
	FS-13	Bazalt daykı	Maltepe-İstanbul	35T0679781/4534108
	FS-7D	Dasit daykı	Maltepe-İstanbul	35T0680051/4533893
	FS-5	Bazaltik andezit daykı	Maltepe-İstanbul	35T0677851/4536109
	FS-8	Bazaltik andezit daykı	Maltepe-İstanbul	35T0680086/4533846
	FS14-50-2	Bazaltik andezit daykı	Yedigöller-Bolu	36T0388880/4526238

Şekil 4.1: Bu çalışma kapsamında çalışılan alanların İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği-İZTB' deki konumlarını gösterir harita (Yiğitbaş vd.,2004;Okay vd. 2008; Bozkurt vd.,2013'den değiştirilerek alınmıştır). Okay vd. (1994) tarafından Rodop-Istranca zonu ile İZTB arasına konulan yanal fay karakterindeki Batı Karadeniz fayı tartışmalı olarak konulmuştur. Göncüoğlu (1997, 2010) ve Bozkaya (2012a, b) tarafından tariflenen İstanbul birliği (İstanbul, güney Çamdağ) ile Zonguldak birliği (kuzey Çamdağ, Düzce,Bolu, Zonguldak-Amasra, Karadere-Zirze-Araç) ayrı olarak gösterilmiştir.Ustaömer (1996), Yiğitbaş vd. (1999), Chen vd. (2002), Elmas ve Yiğitbaş (2001), Robertson ve Ustaömer (2004), Yiğitbaş vd. (2004), Okay vd. (2008), Bozkurt vd. (2013a, b) tarafından belirtilen İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoik yaşlı temel üniteleri Armutlu, Sünnice ve Karadere alanları da farklı renklerde gösterilmiştir. Bozkurt vd (2012a, b) tarafından Sakarya zonunun bir parçası olarak atfedilen Çele-Almacık kompleksi (Çele-Almacık meta-ofiyolitleri; İZTB' nin temel ünitesi-Yiğitbaş vd., 1999, 2004) ile İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoik yaşlı temel kayaçlarından farklı renkte gösterilmiştir. Ayrıca, birbirinden jeodinamik olarak farklı olduğu belirtilen Rodop-Istranca zonu ile İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği farklı renklerde verilmiştir.



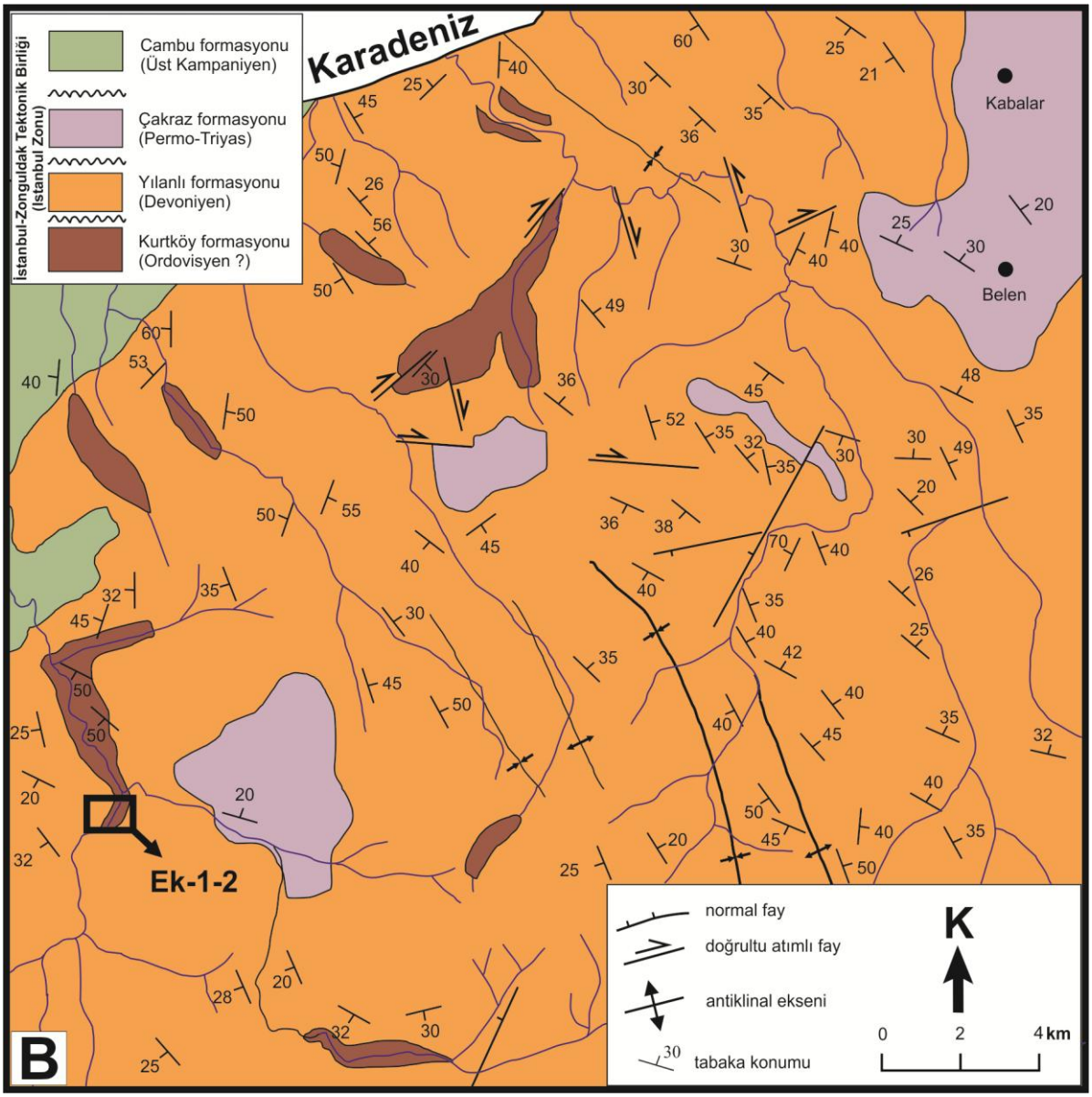
Şekil 4.2: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoik yaşlı temel kayaçlarını ve bu temel kayaçlarına ait Paleozoik yaşlı sedimanter örtü kayalarını kesen dayk ve sillerin yayılımını gösterir haritaları (Haritaları oluşturabilmek için Penck (1919), Paeckelman (1925), Blumenthal (1948), Abdüsselamoğlu (1963), Kaya (1969, 1973), Biberoğlu (1984), Çoban (1988), Erendil vd. (1991),Ustaömer (1996), Yiğitbaş vd. (1999, 2004) ve Bozkurt vd. (2012) haritaları altlık olarak kullanılmıştır). A) İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Bolu kuzeyi Yedigöller bölgesi ve çevresindeki Proterozoik yaşlı temel kayalarını ve Yığılca ve çevresi ile Akçakoca çevresindeki Paleozoik yaşlı örtü birimlerini (Zonguldak birliği; Göncüoğlu, 1997, 2000); B) İstanbul' da Paleozoik yaşlı örtü istiflerini (İstanbul birliği; Göncüoğlu, 1997, 2000) kesen dayk-sillerin konumları-yayılımlarını göstermektedir. Yayılım haritalarını oluşturabilmek için 2009-2016 yılları arasında yapılan tüm dayk-sil gözlemleri, haritalara hassas bir şekilde Arc-GIS' de işlenerek yapılmıştır; ayrıca Penck (1919), Biberoğlu (1982, 1984), Ustaömer (1996), Özgörüş ve Okay (2005), Gutsuz (2008) ve Bozkurt vd. (2013) dayk ve sil verileri bu yayılım haritalarına eklenmiştir. Radyometrik yaşlandırılması yapılmış olan Çavuşbaşı graniti (Rb-Sr yaşı 65 my; Öztunalı ve Satır, 1975; U-Pb yaşı 67 my, Yılmaz-Şahin vd., 2012) ve Balçık-Sancaktepe graniti (K-Ar yaşı, 254 my, Rb-Sr yaşı, 255 my, Yılmaz, 1977; U-Pb yaşı, 257-253 my, Yılmaz-Şahin vd., 2009), Paleosen yaşlı Tavşantepe kuvars-diyoriti (Aysal vd., 2017) ile buna bağlı olan ışınsal dayk-silleri (Biberoğlu vd., 1982) yayılım haritalarına eklenmiştir.



Şekil 4.3: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin doğusundaki Zonguldak birliğinde Proterozoyik yaşlı temel kayaçlarını ve Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü istiflerini farklı yönlerde kesen daykların dayk ve sillerin 1/1000 ölçeğinde yapılan jeoloji haritalarının alanlarını gösterir haritalar (Erendil vd., 1991; Biberoğlu, 1984; Yiğitbaş vd., 1999, 2004 ve Bozkurt vd., 2013' nin haritalarındaki tüm veriler birleştirilerek oluşturulmuştur; ayrıca Proterozoik yaşlı kayaçlara sokulan Dirgine graniti (Cerit, 1990) Ustaömer, 1996; Ustaömer vd., 2005' e göre Tüllikiriş-Kapıkaya graniti olarak ayrılarak haritaya konulmuştur).

Şekil 4.3' de verilen haritada sekiz farklı alanın jeoloji haritasının bulunduğu lokasyonlar verilmiştir. Buna göre, Ek-1-1' de Proterozoyik yaşlı Yellice meta-volkaniklerine sokulan 565 my yaşlı Kapıkaya granitini ve Yellice meta-volkanikleri farklı yönlerde kesen dayklar vardır, ve bu dayklardan bir tanesinin kıvrımlandığı gözlenmektedir. Ek-1-3' de Proterozoyik yaşlı

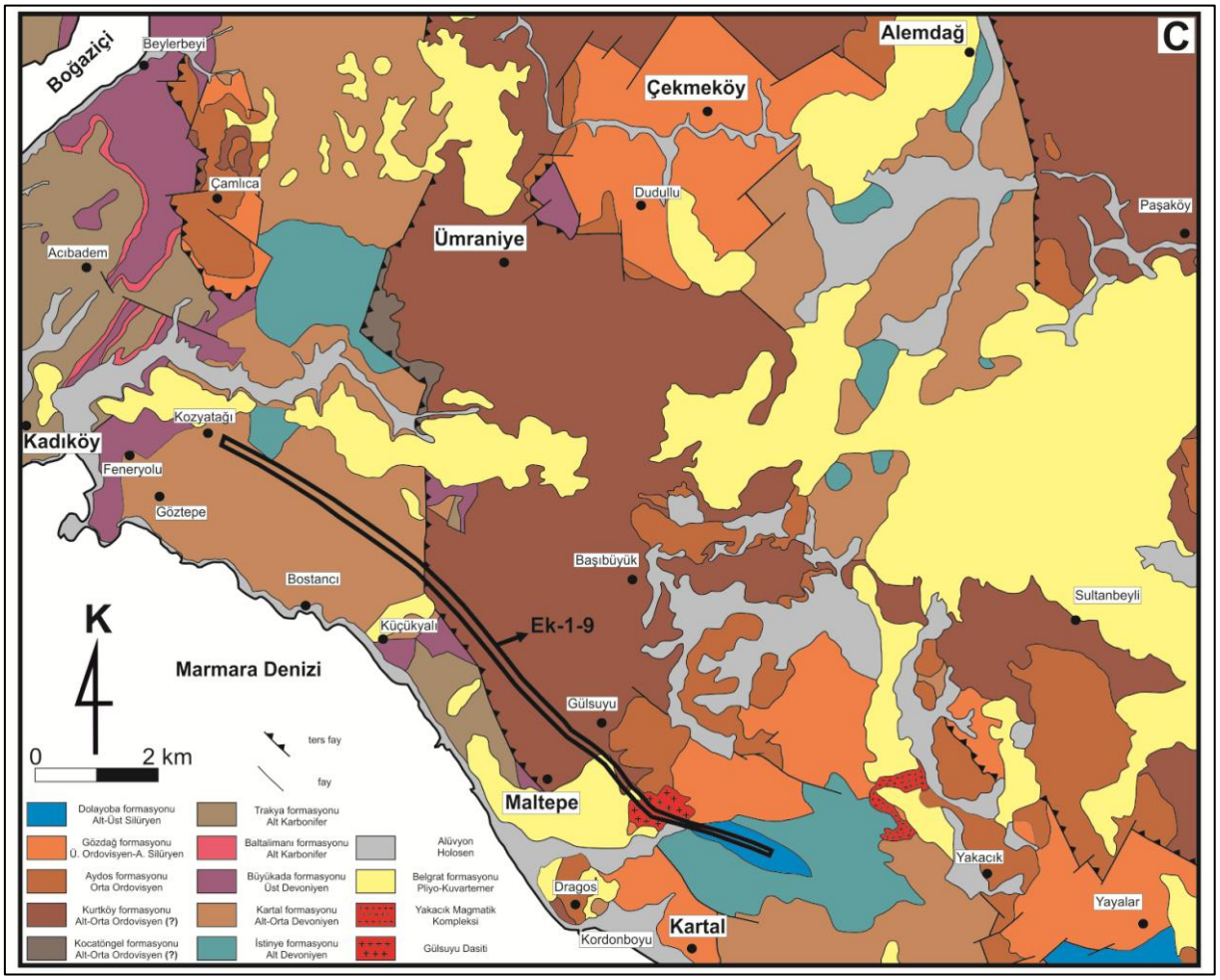
olan Demirci para-gnayslarını farklı yönlerde kesen dayklar görülmektedir. Ek-1-4' de Yellice meta-volkaniklerine sokulan Kapıkaya graniti ile Yellice meta-volkanikleri kesen daykların olduğu gözlenir. Ek-1-5'de Devoniyen yaşlı Yılanlı formasyonunu kesen daykların ve bu istifi uyumsuzlukla örten Üst Kretase yaşlı Akveren formasyonu gözlenir. Ek-1-6' da Çele meta-ofiyolitini farklı yönlerde kesen dayklar gözlenir. Ek-1-7' de Yellice meta-volkanikleri ile tektonik dokanaklı olan Kurtköy formasyonu ve Kurtköy formasyonu üzerinde uyumsuzlukla gelen Yılanlı formasyonu ve Kurtköy formasyonu ile Yellice meta-volkanikleri kesen dayklar gözlenir. Ek-1-8' de Kurtköy formasyonunu kesen dayklar gözlenir.



Şekil 4.4: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin doğusundaki Zonguldak birliğinde Proterozoyik yaşlı temel kayaçlarını ve Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü istiflerini farklı yönlerde kesen daykların

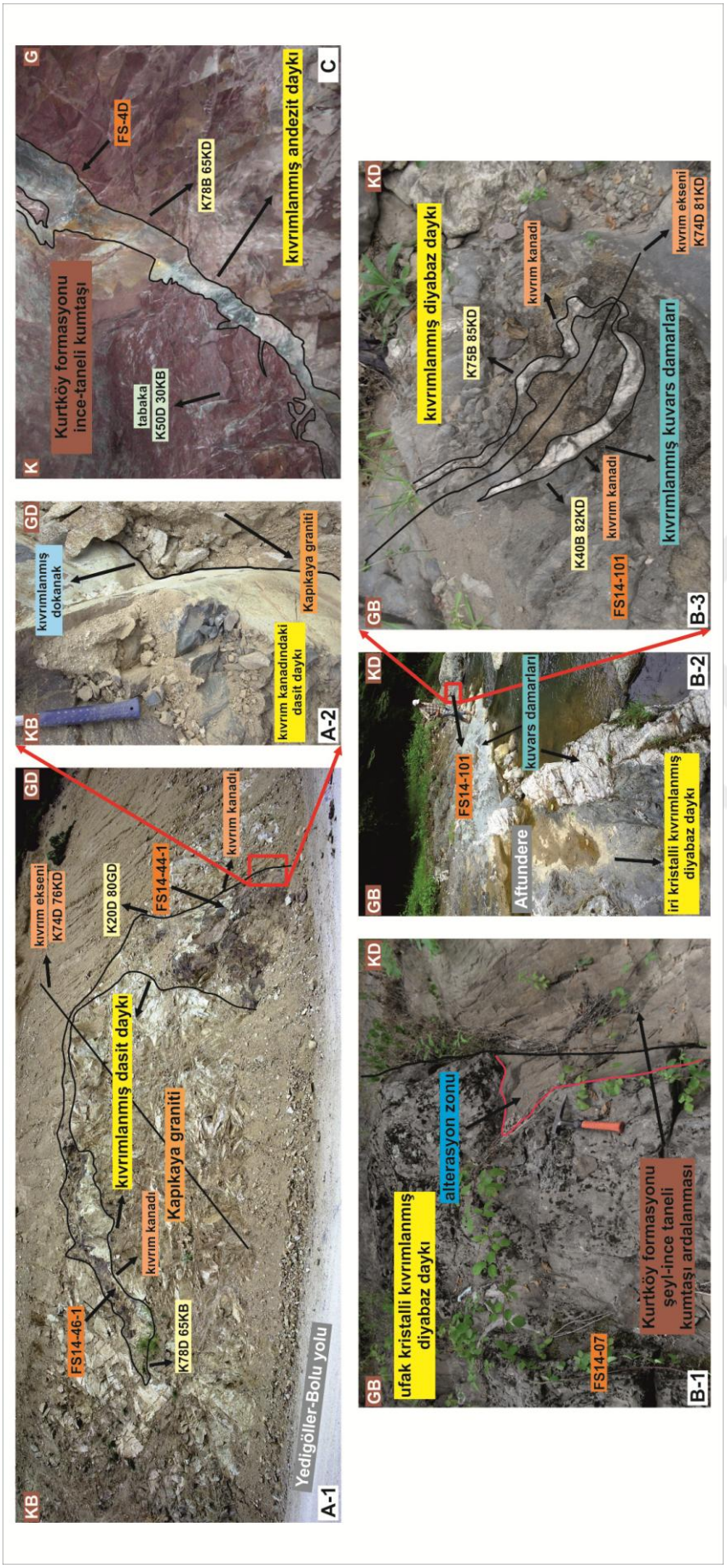
dayk-sillerin 1/1000 ölçeğinde yapılan jeoloji haritası ve enine kesit alanlarını gösterir harita (Çoban, 1988 den revize edilerek alınmıştır).

Şekil 4.4' de verilen haritada Düzce-Akçakoca alanın jeoloji haritasıdır. Buna göre, Ek-1-2' de, Kurtköy formasyonunu kesen daykların kıvrımlandığı ve bu birimin de Devoniyen yaşlı Yılanlı formasyonu tarafından örtüldüğü görülür.

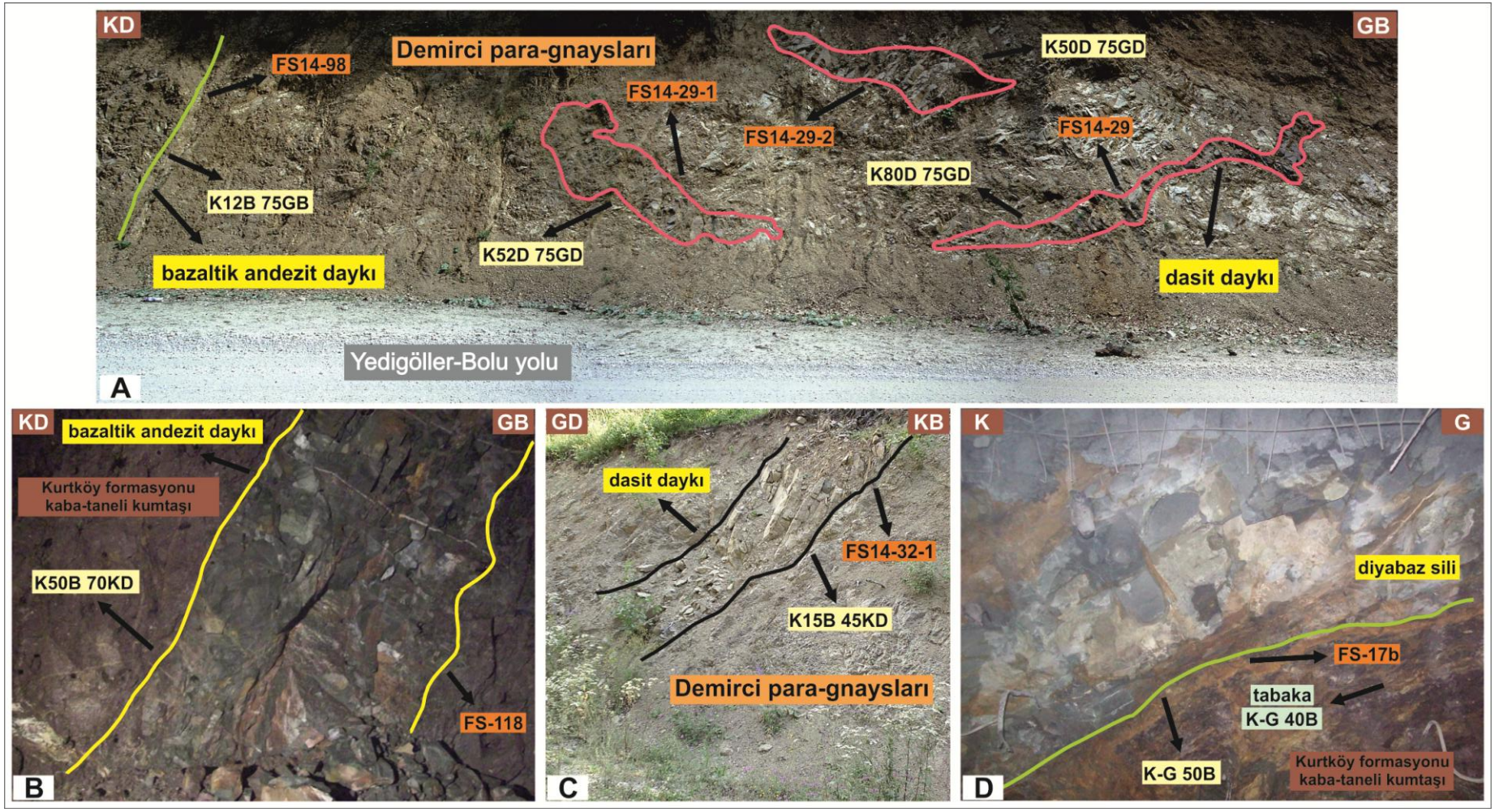


Şekil 4.5: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin batısında İstanbul birliğindeki istife farklı yönlerde kesen dayk-sillerin Şen (2012) tarafından yapılan 1/1000 ölçeğindeki harita ve enine kesitini gösterir harita (İstanbul birliğine ait Paleozoik yaşlı sedimanter örtü kayaçları; istifin dokanakları Özgül, 2012' e göre yapılmıştır; litoloji adlandırılmaları-tariflenmeleri Gedik vd., 2005'e göre yapılmıştır; ayrıca tüm yapısal unsurlar Seymen 1995' den alınarak konulmuştur).

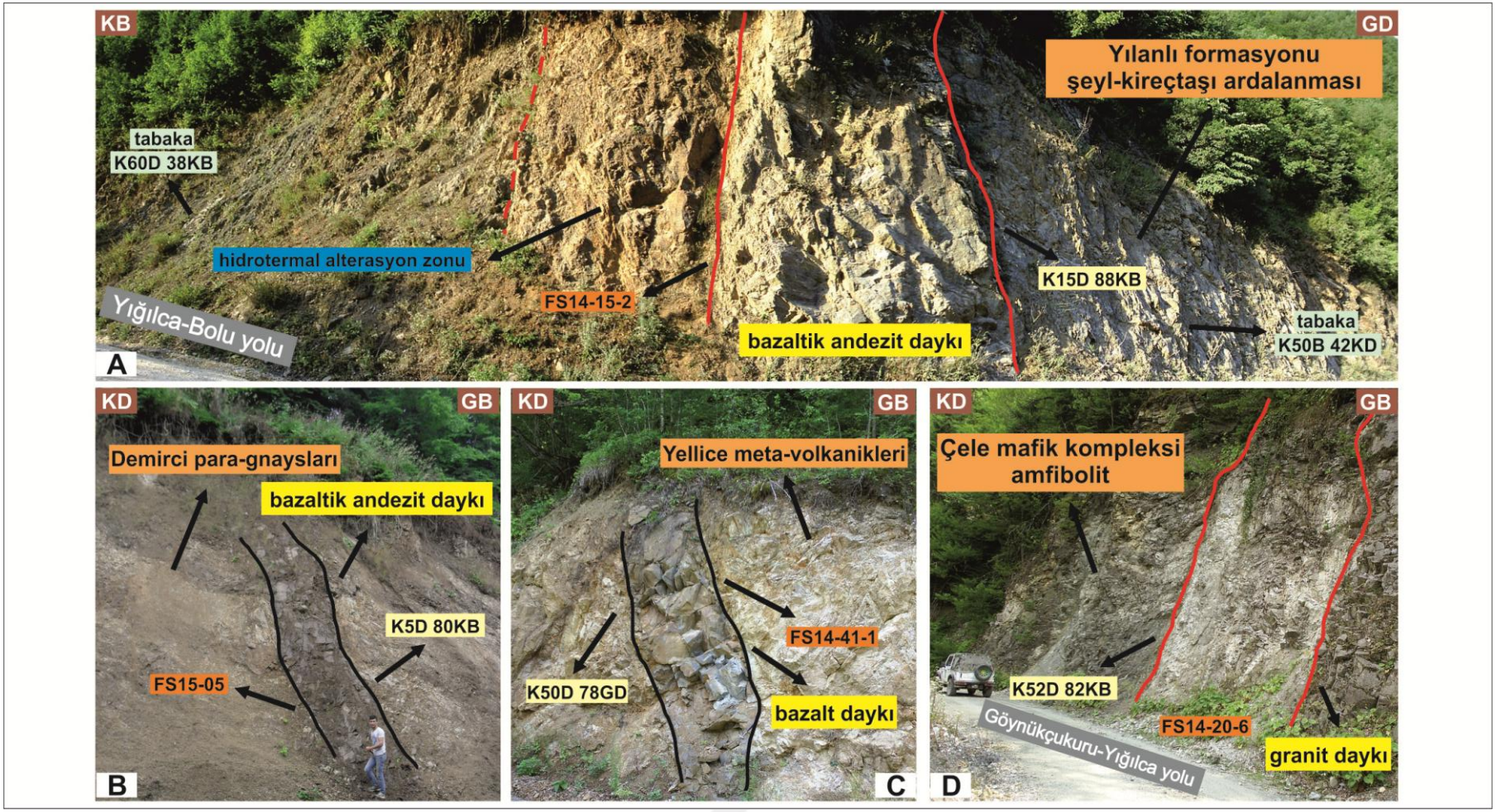
Şekil 4.5' de verilen haritada, Şen (2012) tarafından yapılan harita alanını göstermektedir. Bahsi geçen bu haritada, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne farklı yönlerde sokulan dayk sistemlerinin her birinin tek bir haritada ve enine kesittedir (Ek-1-9-1; Ek-1-9-2).



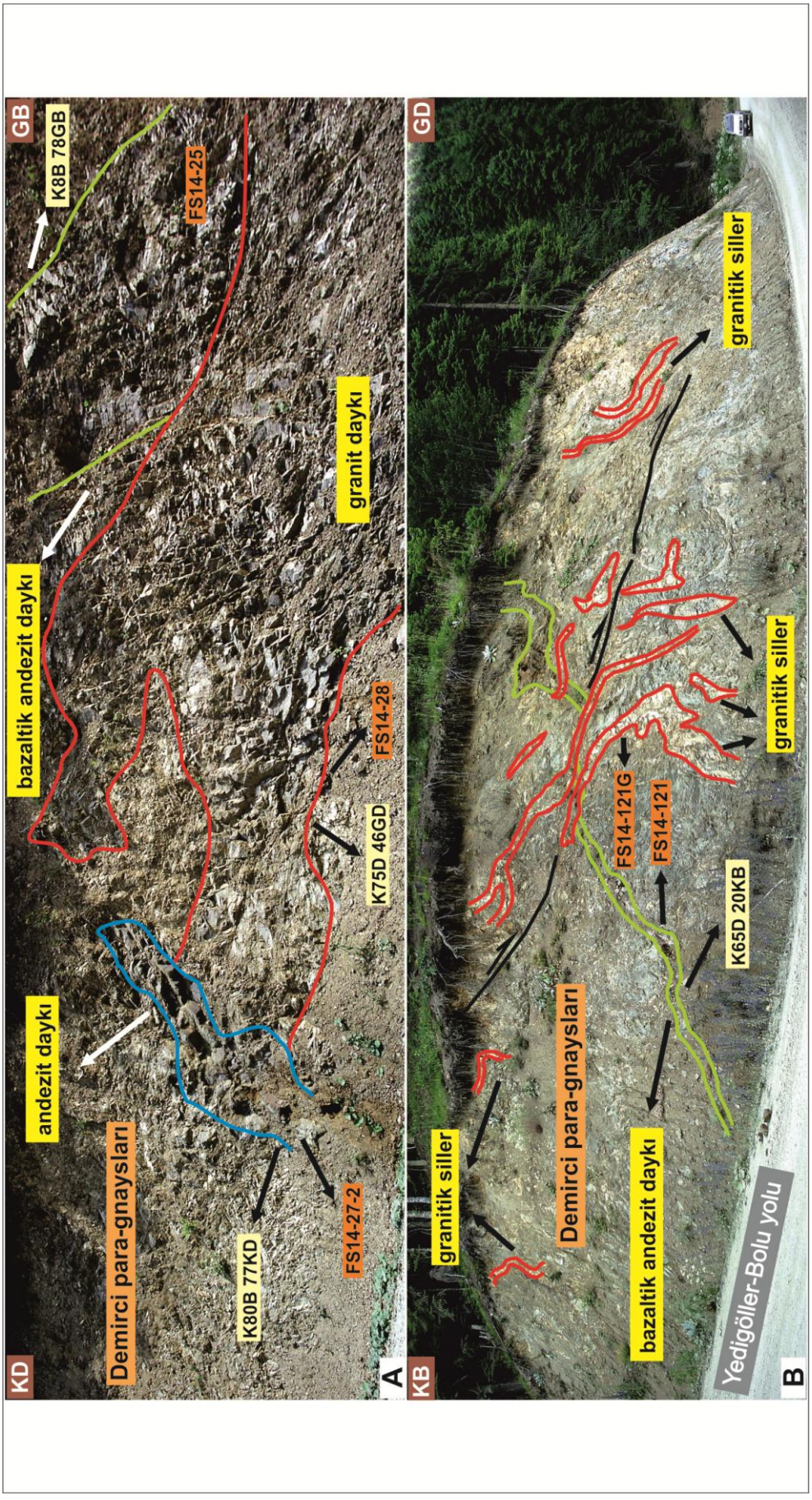
Şekil 4.6: I. sistem dayklar olarak tanımlanan kıvrımlanmış daykların mostra fotoğrafları. A-1) Kıvrım ekseni K74^{0}D 76^{0}KD olan kıvrımlanmış dasit daykının Kapıkaya granitini kestiği; A-2) Kıvrımlanmış dasit daykı ile Kapıkaya granitinin sıcak dokanağının kıvrımlandığı görülmektedir. Yedigöller Bolu, 36T 0389169/4526128. Kıvrımlanmış diyabaz daykı ile Kurtköy formasyonunun şeyl-ince taneli kumtaşı ardalanmasını kestiği; B-2) Kıvrımlanmış diyabaz daykının kuvars damarları tarafından kesildiği; B-3) Kıvrım ekseni K74^{0}D 81^{0}KD olan kıvrımlanmış kuvars damarının diyabaz daykını kestiği görülmektedir. Akçakoca-Düzce, 36T 0353324/4543894. C) Kıvrım ekseni K50^{0}D 64^{0}KD olan kıvrımlanmış andezit daykının Kurtköy formasyonunun ince-taneli kumtaşlarını kestiği görülmektedir. Maltepe-İstanbul, 35T 0679615/4534260. Fotoğraflar üzerinde coğrafik yönler ve yapısal unsurlar konulmuştur; ayrıca alınan dayk örneğinin numarası fotoğraf üzerinde yazılmıştır (Şekil 4.5' den Şekil 4.11' e kadar ki fotoğraflar için de geçerlidir).



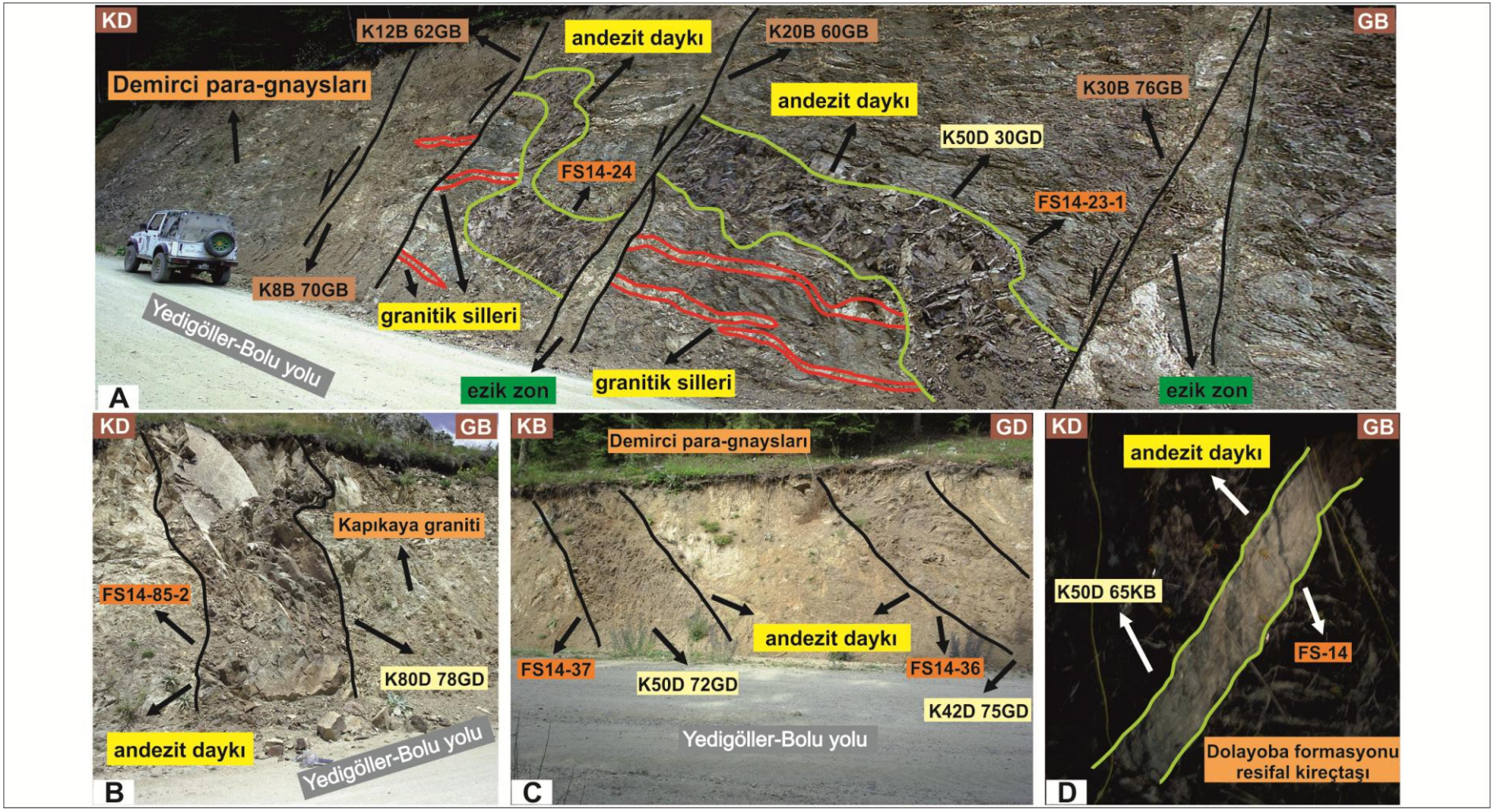
Şekil 4.7: II. sistem daykların mostra fotoğrafları. A) K80^{0}D yönlü dasit dayklarının Demirci para-gnaysları kestiği görülmektedir. Yedigöller-Bolu, 36T 03866675/4523070. B) K50^{0}B yönlü bazaltik andezit daykının Kurtköy formasyonunun kaba-ince taneli kumtaşlarını kestiği görülmektedir. Maltepe-İstanbul, 35T 0380198/4533723. C) K15^{0}B yönlü dasit daykının Demirci para-gnaysları kestiği görülmektedir. Yedigöller-Bolu, 36T 0387528/4523045. K-G yönlü diyabaz dayk-sillerin Kurtköy formasyonunun kaba-taneli kumtaşlarını kestiği görülmektedir. Maltepe-İstanbul, 35T 0680768/4533170.



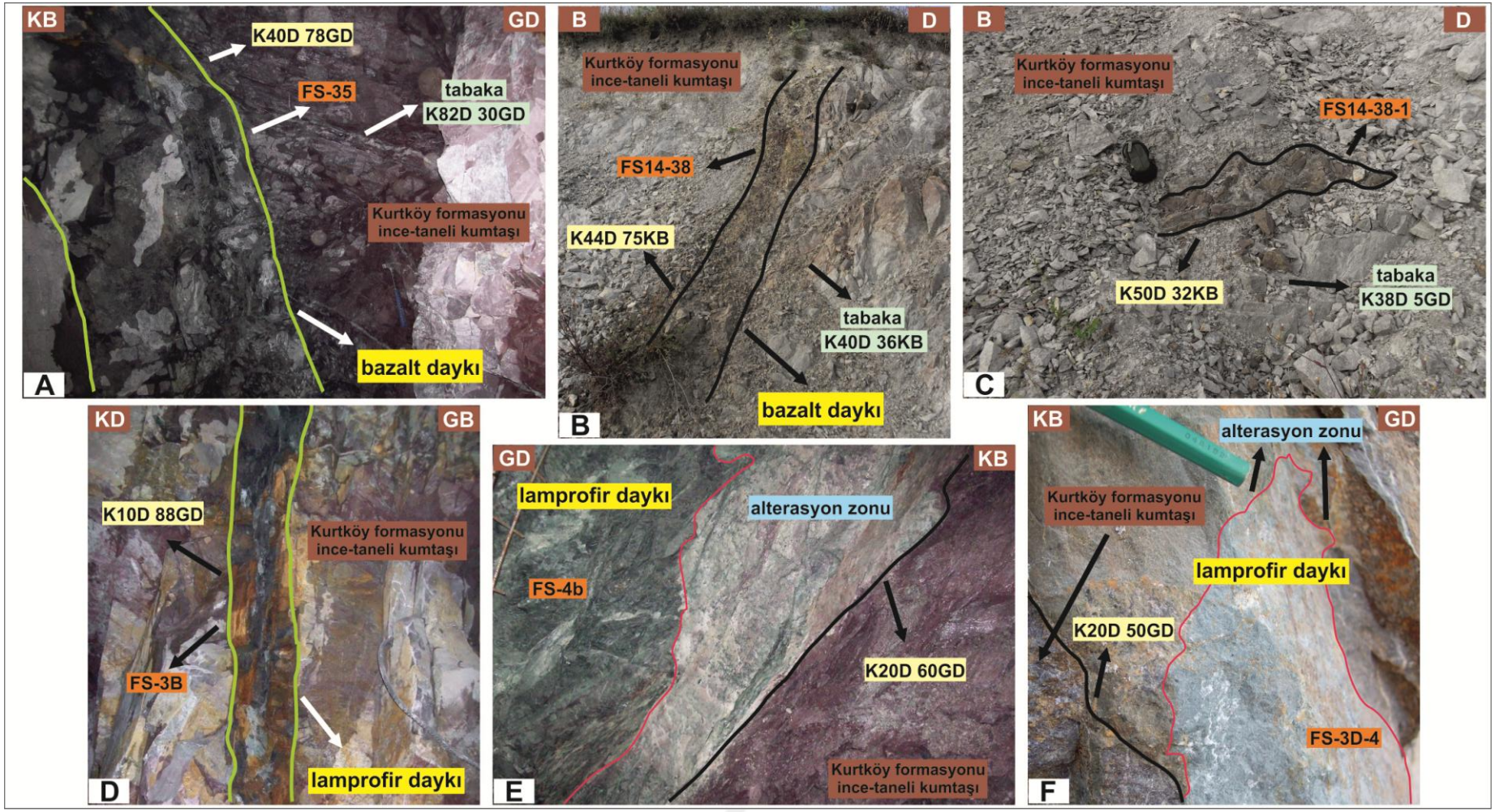
Şekil 4.8: II. ve III. sistem dayklarının mostra fotoğrafları. A) K15^{0}D yönlü bazaltik andezit daykının Yılanlı formasyonunun şeyl-kireçtaşı ardalanmasını kestiği görülmektedir. Yığılca-Düzce, 36T 0368079/4529856. B) K5^{0}D yönlü bazaltik andezit daykının Demirci para-gnaysları kestiği görülmektedir. Yedigöller-Bolu, 36T 0387039/4523088. C) K40^0-50^{0}D yönlü bazalt daykının Yellice meta-volkanikleri kestiği görülmektedir. Yedigöller-Bolu, 36T 0392140/4536970. D) K52^{0}D yönlü granit daykının Çele meta-ofiyolitini kestiği görülmektedir. Paşabükü-Bolu. 36T 0382612/4522548.



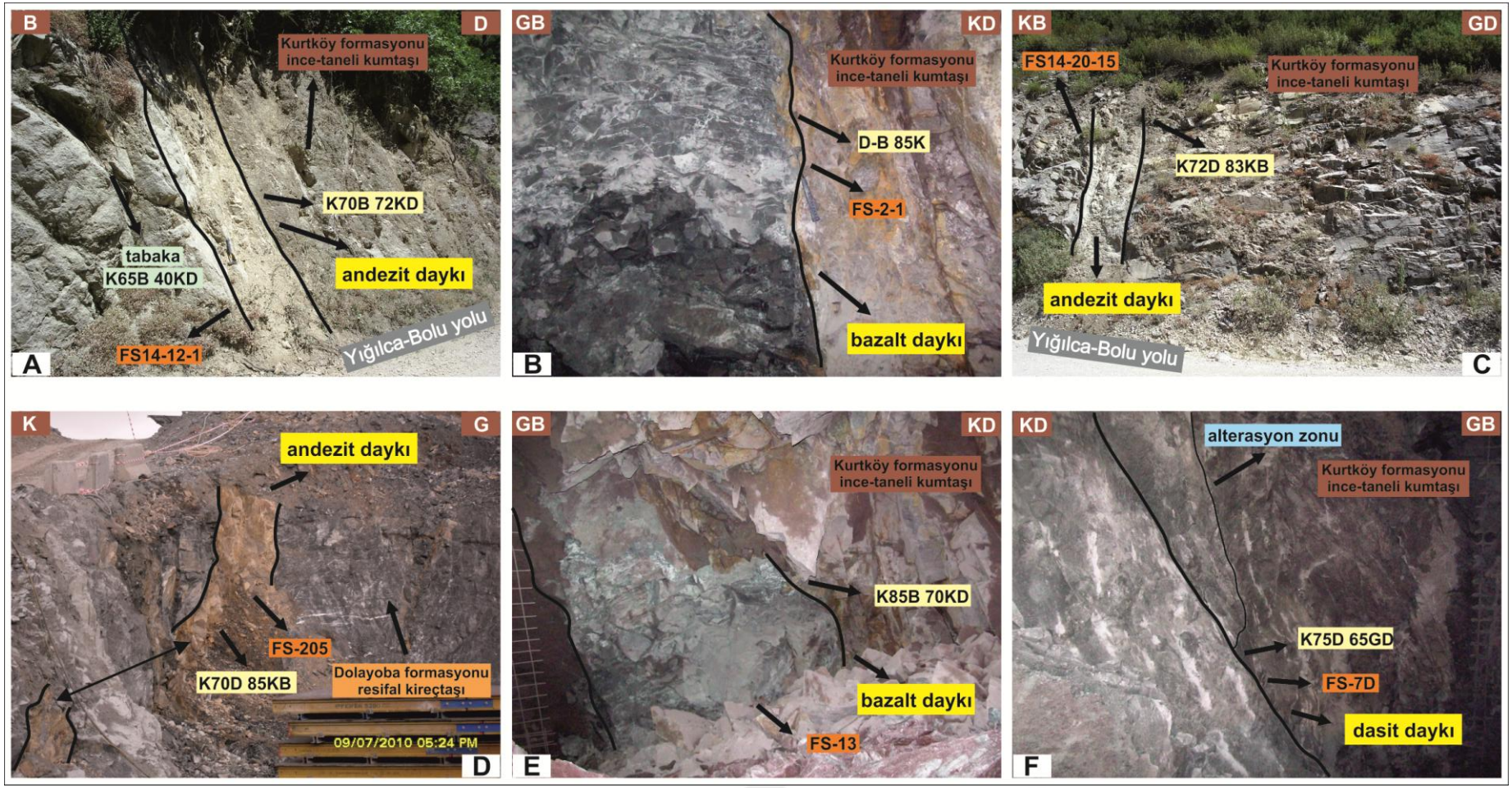
Şekil 4.9: II. ve III. sistem daykların mostra fotoğrafları. A) K8^{0}B yönlü andezit bazaltik andezit daykının Demirci para-gnaysları kestiği, K8^{0}B yönlü bazaltik andezit daykının K75^{0}D yönlü granit daykı tarafından kesildiği ve K80^{0}B yönlü andezit daykının ise K75^{0}D yönlü granit daykını kestiği görülmektedir. Yedigöller-Bolu, 36T 0386664/4523067. K65^{0}D yönlü bazaltik andezit daykının Demirci para-gnaysları kestiği ve granit sillerinin de Demirci para-gnaysları ile K65^{0}D yönlü bazaltik andezit daykını kestiği görülmektedir. Yedigöller-Bolu, 36T 0386819/4522838.



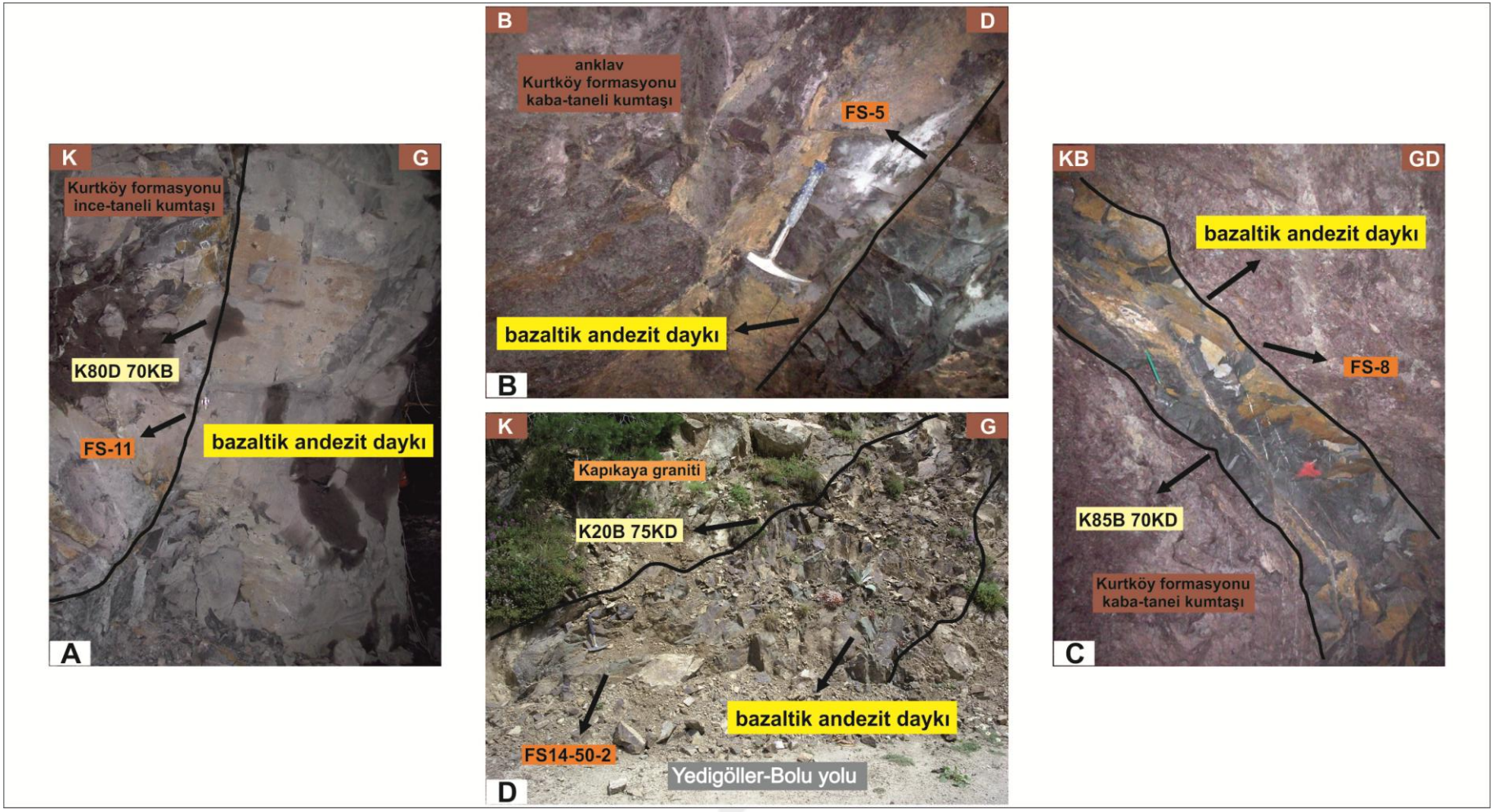
Şekil 4.10: III. sistem dayklarının mostra fotoğrafları. A) K50^{0}D yönlü andezit dayklarının Demirci para-gnaysları, granit silleri kestiği ve iki fay arasında kalan K50^{0}D yönlü andezit daykının kıvrımlandığı, Yedigöller-Bolu, 36T 03866725/4522668; B) K80^{0}D yönlü andezit daykının Kapıkaya granitini kestiği, Yedigöller-Bolu, 36T 03388980/4526197; C) K50^{0}D ile K42^{0}D yönlü andezit dayklarının Demirci para-gnaysları kestiği, Yedigöller-Bolu, 36T 0388197/4523280; D) K50^{0}D yönlü andezit daykının Dolayoba formasyonunun resifal kireçtaşlarını kestiği, Kartal-İstanbul, 36T 0685280/4531161, görülür.



Şekil 4.11: IV. sistem daykların mostra fotoğrafları. A) K40^{0}D yönlü bazalt daykının Kurtköy formasyonunu kestiği, Maltepe-İstanbul, 35T 06800078/4533854, B-C) K44^{0}D yönlü bazalt daykının ve silinin Kurtköy formasyonunu kestiği, Yedigöller-Bolu, 36T 0388729/4537661; D) K10^{0}D yönlü lamprofir daykının Kurtköy formasyonunu kestiği, Maltepe-İstanbul, 35T 0680096/4533836); K20^{0}D yönlü lamprofir daykının Kurtköy formasyonunu kestiği, Maltepe-İstanbul, 35T 0679509/4534362; F) K20^{0}D yönlü lamprofir daykının Kurtköy formasyonunu kestiği, Maltepe-İstanbul, 35T 0678549/4535340, görülür.



Şekil 4.12: IV. sistem daykların mostra fotoğrafları. A) K65^{0}B yönlü andezit daykının Kurtköy formasyonunu, Yığılca-Düzce, 36T 0370295/4526328; B-E-F) D-B yönlü bazalt daykı, K85^{0}B yönlü andezit daykı ve K75^{0}B yönlü dasit daykının Kurtköy formasyonunu, Maltepe-İstanbul, 35T 0679781/4534108, 35T 0679781/4534108, 35T 0680051/4533893; C) K72^{0}D yönlü andezit daykının Kurtköy formasyonunu, Yığılca-Düzce, 36T 0369320/4527302; D) K70^{0}D yönlü andezit daykının Dolayoba formasyonunu, Kartal-İstanbul, 35T 0683643/4531660, görülmektedir.



Şekil 4.13: IV. sistem daykların mostra fotoğrafları. A) IV. sistem daykların mostra fotoğrafları. A) K80^{0}D yönlü andezit daykının Kurtköy formasyonunu, Maltepe-İstanbul, 35T 06800032/4533915; B) K80^{0}B yönlü bazaltik andezit daykının içinde anlav olarak kalan Kurtköy formasyonu, Maltepe-İstanbul, 35T 0677851/4536109; C) K85^{0}B yönlü bazaltik andezit daykının Kurtköy formasyonunu kestiği, Maltepe-İstanbul, 35T 06800086/4533846; D) K20^{0}B yönlü bazaltik andezit daykının Kapıkaya granitini kestiği, Yedigöller-Bolu, 36T 0388880/45226238, görülmektedir.

4.2. PETROGRAFİ

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne ait Proterozoyik yaşlı temel kayalarına ve Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü birimlerine sokulan dayk-sillerden hazırlanan ince-kesitlerin polarizan mikroskop altında mineral içeriklerinden olan ana mineraller ile aksesuar mineralleri, dokusal özellikleri, kayaçları etkileyen alterasyon türlerinin bulunmasına yönelik yapılan çalışmalarda tespit edilen sonuçlar anlatılmıştır. Dayk-sillerin bulunan özelliklerine göre oluşum ortamları, kökenleri ve geçirdikleri jeolojik süreçler hakkında öngörülerde bulunularak 4 farklı sisteme ayrılan dayk-sillere ait her bir dayk grupları, kendi sistemleri içinde, ayrı olarak anlatılmıştır. Ayrıca, her bir dayk sistemi için mineral içerikleri (ana-aksesuar mineralleri), doku tipleri ve alterasyon türleri tablolar halinde verilmiştir. Bu çalışma içeriğinde çalışılmış dayk ve sillerin yapılan 1/1000 ölçekli haritalar üzerinde gösterilmiştir (Ek-1).

4.2.1. I. Sistem Daykları Petrografisi

I. sistem daykları sırası ile Kapıkaya granitini kesen dasit daykları ile Kurtköy formasyonunu kesen diyabaz daykları ile andezit dayklarıdır. Dasit dayklarında amfibol + biyotit + plajioklas + alkali feldspat + kuvars; diyabaz dayklarında amfibol + plajioklas + alkali feldspat; andezit dayklarında amfibol + biyotit + plajioklas + alkali feldspat mineralleri başlıca fenokristalleri oluşturmaktadır. Dasit ve andezit dayklarında, hamur plajioklas + alkali feldspat + opak minerallerinden (manyetit + pirit) oluşmaktadır. Her üç dayk tipinde apatit + zirkon aksesuar mineraller olarak gözlenmektedir (Tablo 4.1 ve Şekil 4.14-15-16).

Tablo 4.1. I. sistem daykların petrografik özelliklerini gösteren tablo.

Sistem	Dayk tipleri	Mineral bileşimi		Hamur	Doku tipleri	Alterasyon türleri
		Ana mineral	Aksesuar mineral			
I. Sistem	kıvrımlanmış dasit daykları	amfibol+biyotit+alkali feldspat+plajioklas+kuvars	apatit+zirkon	plajioklas+alkali feldspat+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik+vitrofirik	kloritleşme+silisleşme+ karbonatlaşma
	kıvrımlanmış diyabaz daykları	amfibol+alkali feldspat +plajioklas	apatit+zirkon	———	ofitik+intersertal	kloritleşme+silisleşme+ karbonatlaşma
	kıvrımlanmış andezit daykları	amfibol+biyotit+alkali feldspat+plajioklas	apatit+zirkon	plajioklas+alkali feldspat+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik+vitrofirik	kloritleşme+silisleşme+ karbonatlaşma+serizitleşme

Dasit dayklarında, amfibol mineralleri açık-koyu kahverenkli olup özşekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenir (Şekil 4.14-A-B). Biyotit fenokristalleri açık-koyu kahve, kızıl renklerde ve yarı özşekilli-uzun prizmatik olarak gözlenir (Şekil 4.14-A). Plajioklas mineralleri genellikle,

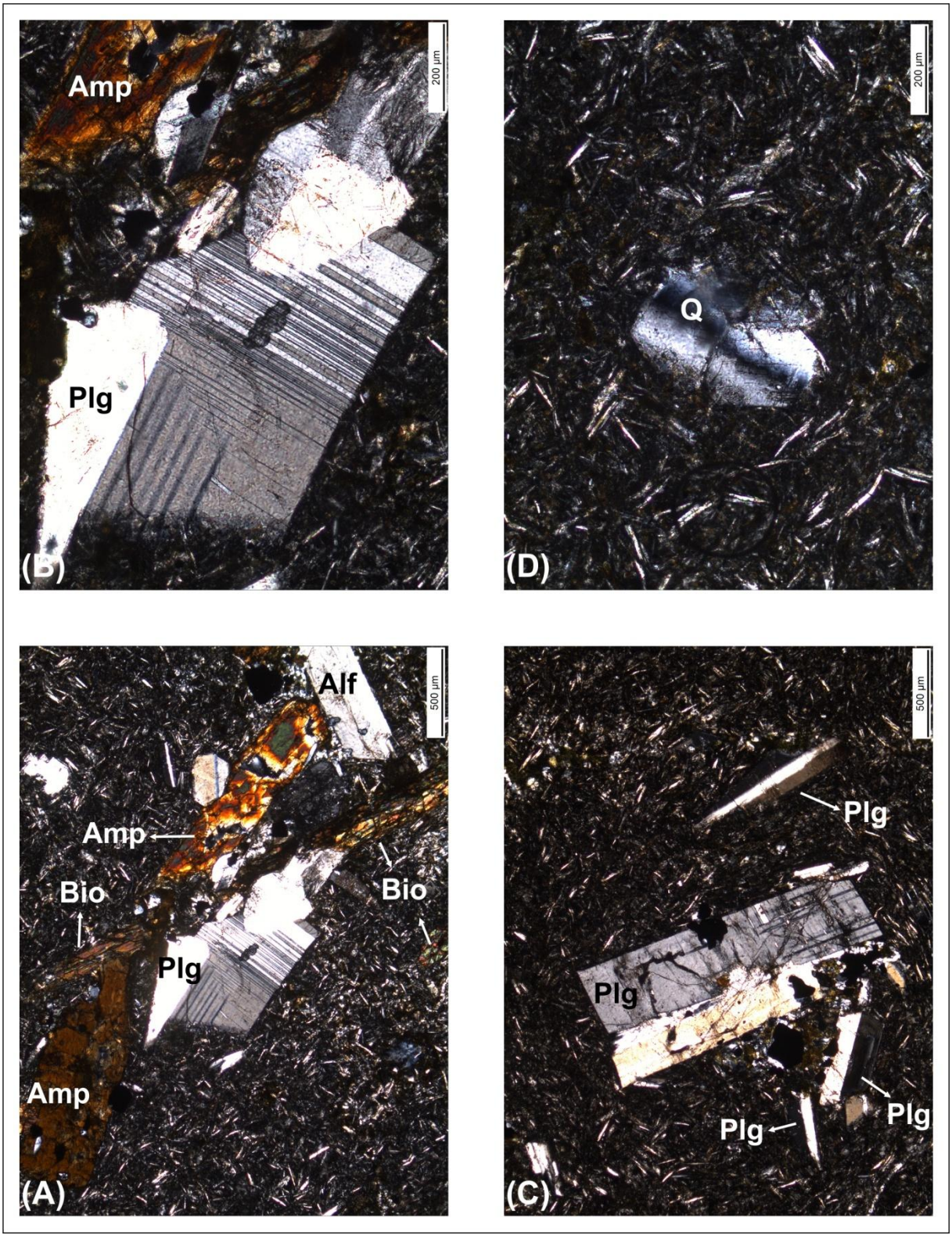
özşekilli-yarı özşekilli kristal formlarındadır. Ayrıca, plajioklaslarda, albit ve albit polisentetik ikizlenmeleri gözlenmektedir (Şekil 4.14-A-B-C), ve plajioklas fenokristallerinde sönme açısı kullanılarak, oligoklas ve andezin türü plajioklasların varlığı saptanmıştır. Alkali feldspatlar, genellikle, hamurda dağılmış özşekilsiz ufak kristaller halindedir ve fenokristalleri plajioklas fenokristallerinin yanlarında gözlenir (Şekil 4.14-A). Kuvars mineralleri özşekilsiz, kenarları kemirilmiş olan tipik volkanik kuvars karakterindedir (Şekil 4.14-D). Hamur kısmen camsı ve camsı kısım içinde ince taneli, çubuksu mikrolitlerden oluşmaktadır (Şekil 4.14). Hamurda ve fenokristallerde kloritleşme + silisleşme + karbonatlaşma gözlenir. Dasit dayklarında baskın doku tipleri sırasıyla porfirik, vitrofirik dokudur (Şekil 4.14).

Diyabaz dayklarının petrografisi incelendiğinde, bu dayklarn yaklaşık olarak %90 oranında plajioklaslardan, % 7-8 oranında alkali feldspat ve % 2-3 oranında amfibol minerallerinden oluştuğu gözlenir (Şekil 4.15). Amfibol mineralleri çubuksu ve prizmatik formdadır (Şekil 4.15-A-B). Özşekilli, yarı özşekilli, prizmatik formlarındaki plajioklas fenokristallerinde karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir (Şekil 4.15); ayrıca sönme açısı kullanılarak plajioklas türlerinin oligoklas-andezin oldukları tespit edilmiştir. Alkali feldspatlar, genellikle plajioklas minerallerinin arasında yer alır (Şekil 4.15-B-D). Diyabaz daykı içerisinde karbonatlaşma + silisleşme + az oranda kloritleşme gözlenir. Doku tipleri, ofitik ve intersertaldir.

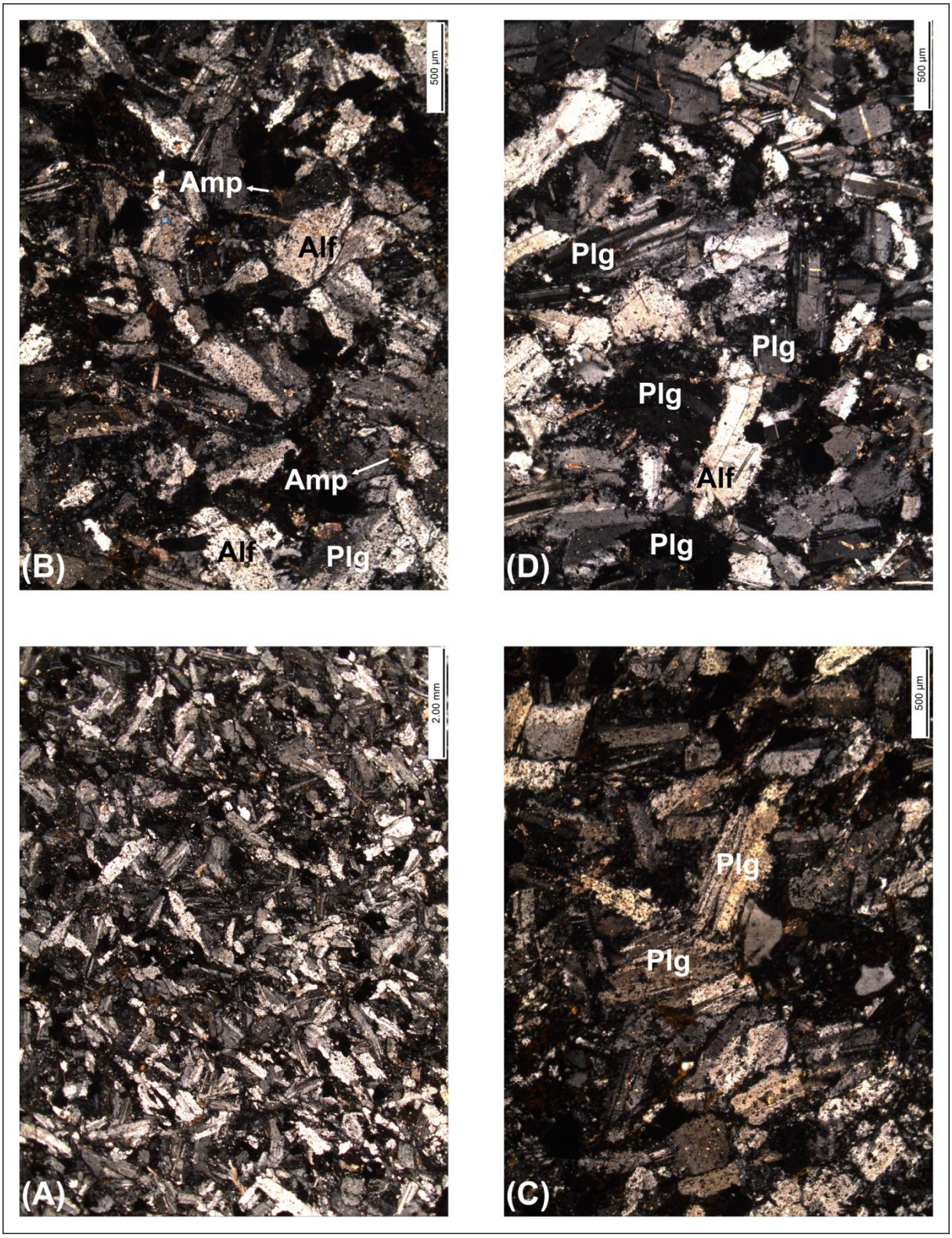
Andezit dayklarında, amfibol mineralleri özşekilli, yarı özşekillidir ve oldukça küçük boyutta gözlenir (Şekil 4.16-B). Biyotitler şiddetli korozyon nedeni ile iskeletimsi kristaller halindedir (Şekil 4.16). Özşekilli ve yarı özşekilli olan plajioklaslarda, polisentetik ikizlenmeler gözlenir (Şekil 4.16-B-C). Plajioklas minerallerinde sönme açısı kullanılması neticesinde, andezin türü plajioklasların varlığı saptanmıştır. Alkali feldspatlar, hamur içerisinde dağılmış özşekilsiz ve çoğunlukla ufak kristaller halinde; ancak az oranda alkali feldspat ile plajioklas fenokristalleri girik halde gözlenir (Şekil 4.16-D). Hamur kısmen camsı ve camsı kısım içinde de ince taneli çubuksu mikrolitlerden ve opak minarelerden oluştuğu gözlenir. Hamurda ve fenokristallerde ise aşırı derecede kloritleşme + serizitleşme + kaolinleşme + karbonatlaşma gözlenir. Andezit dayklarında hakim doku tipleri porfirik ve vitrofirik dokudur (Şekil 4.16).

4.2.2. II. Sistem Daykları Petrografisi

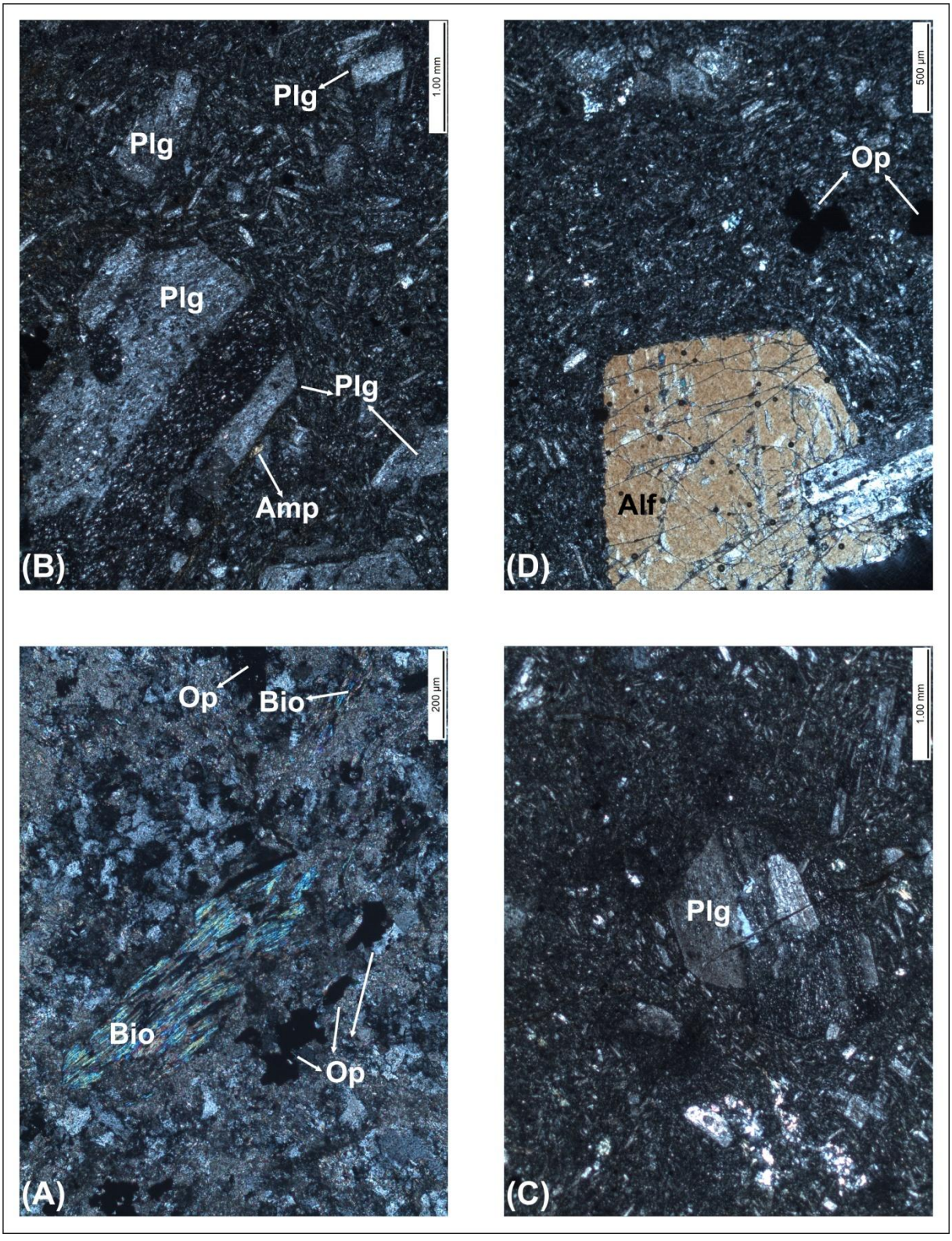
II. sistem daykları 3 as gruplara ayrılmıştır. (a) K80^{0}D ve K15^{0}B yönlü dasit ile K50^{0}B yönlü bazaltik andezit, (b) K-G yönlü diyabaz, (c) K15^{0}D, K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarıdır.



Şekil 4.14: Kıvrımlanmış dasit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Amfibol, biyotit, plajioklas ve alkali feldspat fenokristallerinin hamur içindeki görüntüleri. B) Amfibol fenokristali ile polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristali ile plajioklasların içinde zirkon mineralleri; çift nikol, örnek no:FS14-46-1. C) Plajioklaslarda polisentetik ikizlenmesi, çift nikol, örnek no: FS14-46-2. D) Dalgalı sönme gösteren ve kemirilmiş kuvars fenokristali; çift nikol, örnek no: FS14-44-1.



Şekil 4.15: Kıvrımlanmış diyabaz dayklarına ait-ince kesit fotoğrafları. A) Kayaç içerisinde plajioklas minerallerinin dağılımı. B) Amfibol, plajioklas ve alkali feldspat fenokristalleri görüntüleri; çift nikol, örnek no: FS14-101. C) Plajioklas fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-06-1. D. Plajioklas ve alkali feldspat fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-07. A - D) Diyabaz dayklarında ofitik ve intersertal doku tipleri gözlenmektedir.



Şekil 4.16: Kıvrımlanmış andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Biyotit fenokristallerinin şiddetli korozyon nedeniyle iskeletimsi kristalleri ve klorit mineraline dönüşmesi. B) Küçük boyutta gözlenen amfibol minerali ile plajioklas fenokristallerinin hamur içindeki dağılımı; çift nikol, örnek no: FS-35. C) Polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS-35-4. D) Alkali feldspat fenokristalleri ile hamurda yer alan opak mineraller; çift nikol, örnek no: FS-34d.

Tablo 4.2. II. sistem daykların petrografik özelliklerini gösteren tablo.

Sistem	Dayk tipleri	Mineral bileşimi		Hamur	Doku tipleri	Alterasyon türleri
		Ana mineral	Aksesuar mineral			
II. Sistem	K80^{0}D yönlü dasit daykları	amfibol+plajioklas+alkali feldspat+kuvars	apatit+zirkon	plajioklas+alkali feldspat+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik+vitrofirik	serizitleşme+kaolinleşme+ karbonatlaşma+silisleşme
	K50^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları	olivin+piroksen+plajioklas	apatit+zirkon	piroksen+amfibol+plajio-klas+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik+vitrofirik+ sferülitik	iddingsitleşme+sosuritleşme +serizitleşme+uralitleşme+ kloritleşme+kabonatlaşma
	K15^{0}B yönlü dasit daykları	amfibol+plajioklas+alkali feldspat+kuvars	apatit+zirkon	plajioklas+alkali feldspat+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik+pertitik+ elek+felsitik+ sinosis	karbonatlaşma+silisleşme

Sistem	Dayk tipleri	Mineral bileşimi		Hamur	Doku tipleri	Alterasyon türleri
		Ana mineral	Aksesuar mineral			
II. Sistem	K-G yönlü diyabaz daykları-silleri	olivin+piroksen+amfibol+ plajioklas	apatit+zirkon	———	porfirik	iddingsitleşme+serizitleşme +sosuritleşme+kloritleşme+ karbonatlaşma
	K15^{0}D yönlü bazaltik andezit daykları	olivin+piroksen+amfibol+ plajioklas	apatit+zirkon	piroksen+amfibol+plajio-klas	porfirik	iddingsitleşme+uralitleşme +kloritleşme+sosuritleşme+ serizitleşme+kaolinleşme+ karbonatlaşma
	K5^{0}D yönlü bazaltik andezit daykları	olivin+piroksen+amfibol+ plajioklas	apatit+zirkon	piroksen+amfibol+plajio-klas	porfirik+vitrofirik +ağsı	serpantinleşme+kloritleşme+ serizitleşme+karbonatlaşma

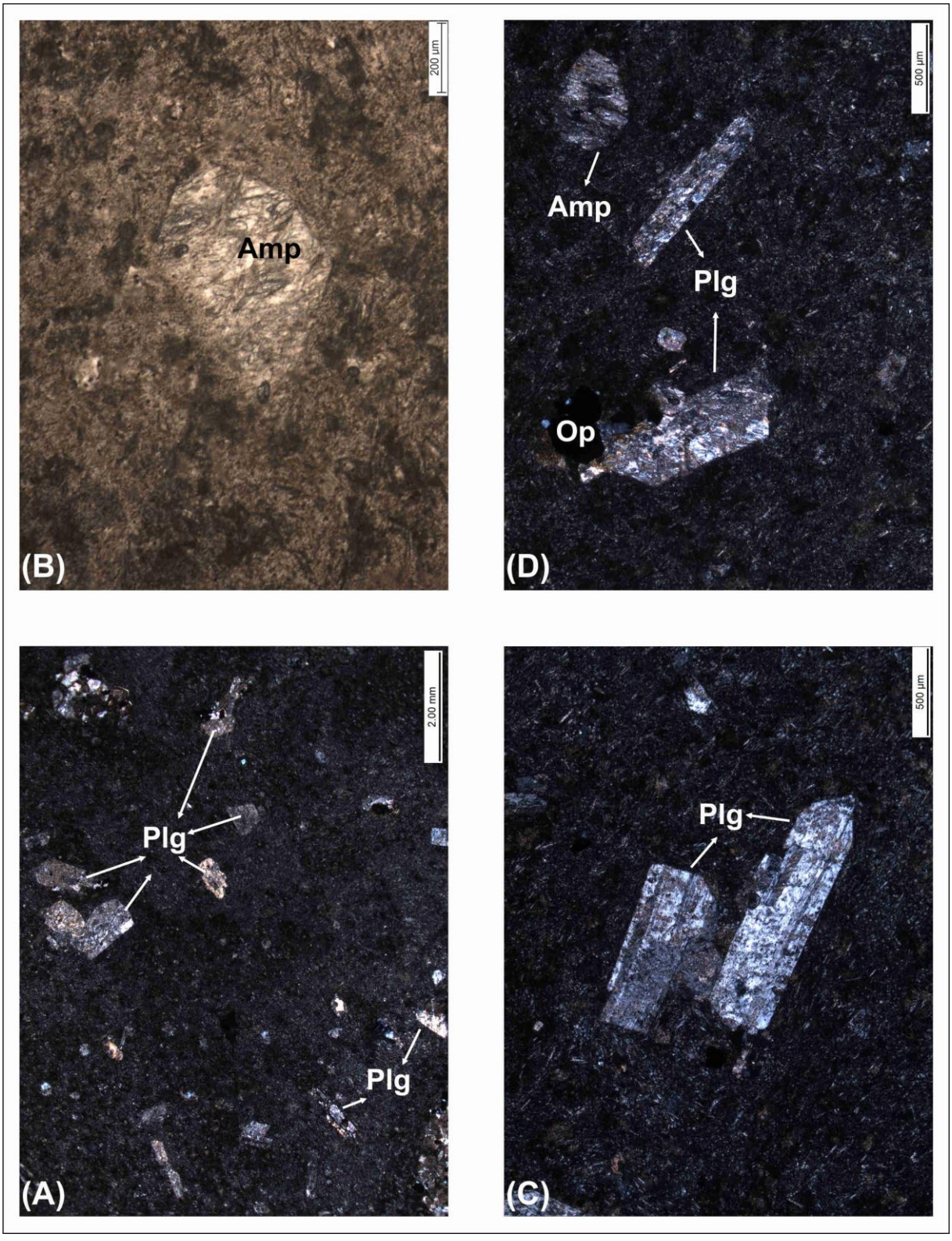
K80^{0}D, K15^{0}B yönlü dasit dayklarında amfibol + plajioklas + alkali feldspat + kuvars başlıca görülen fenokristalleri oluşturur, ve hamur plajioklas + alkali feldspat + opak minerallerinden (manyetit + pirit) oluşmaktadır. Aksesuar mineraller apatit ve zirkon bulunmuştur (Tablo 4.2). K80^{0}D yönlü dasit dayklarında amfiboller, plajioklas mikrolitlerinden oluşan hamurda resorbe (magma tarafından özümsenme) ya da şiddetli korozyona uğramış yarı özşekilli hayalet ya da iskelet kristaller olarak görülür (Şekil 4.17) ve K15^{0}B yönlü dasit dayklarında özşekilli, yarı özşekilli olarak hamur içinde dağınık halde görülmektedir (Şekil 4.19). Her iki dayk grubunda plajioklas mineralleri, albit ve polisentetik ikizlenme gösterir ve plajioklaslarda sönme açıları kullanılarak plajioklasların oligoklas-andezin türü plajioklaslar oldukları saptanmıştır. Alkali feldspatlar, plajioklas fenokristallerine göre hamur içerisinde dağılmış özşekilsiz oldukça ufak kristaller halinde gözlenir (Şekil 4.17-19). Kuvarslar, daha çok plajioklas fenokristallerinin yanında dalgalı sönme özelliği ile tanınır (Şekil 4.17-19). Hamur, plajioklas ve alkali feldspat mikrolitlerinden oluşur ve bu mikrolitlere opak mineraller eşlik eder (Şekil 4.17-19). K80^{0}D yönlü dasit dayklarında porfirik ve vitrofirik doku gözlenir; alterasyon türleri karbonatlaşma + serizitleşme + kaolinleşme + silisleşmedir. K15^{0}B yönlü dasit dayklarında pertitik, porfirik, elek, sinosis, felsitik doku gözlenir; alterasyonlar karbonatlaşma + silisleşmedir (Tablo 4.2).

K50^{0}B yönlü bazaltik andezit dayk tipinde, olivin + piroksen + amfibol + plajioklas başlıca fenokristalleri oluşturur. Hamur piroksen + amfibol + plajioklas mikrolitlerinden oluşmaktadır

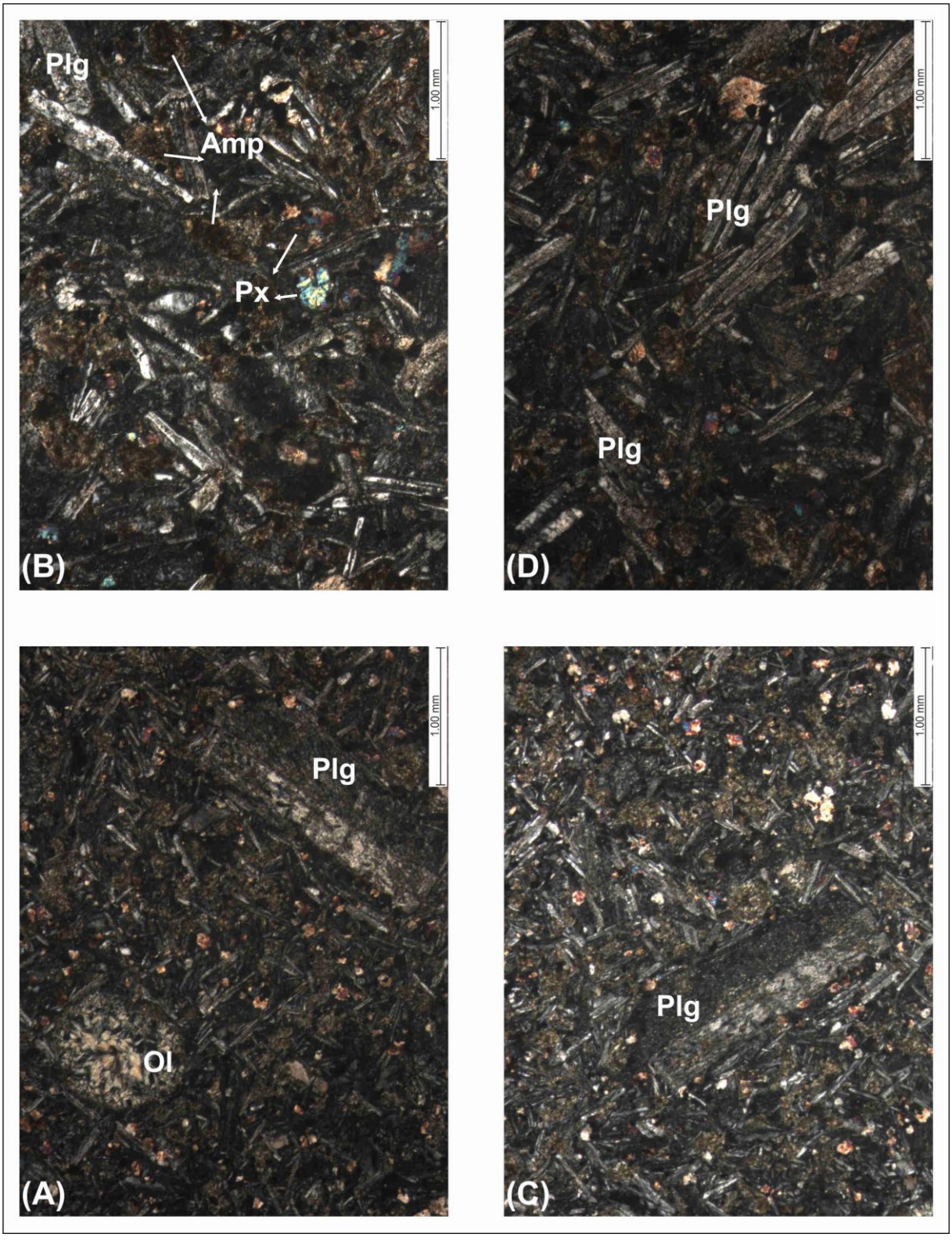
ve bu mikrolitlere opak mineraller (manyetit + pirit) eşlik eder. Aksesuar mineralleri apatit + zirkon mineralleridir (Tablo 4.2). Olivin mineralleri şiddetli korozyona uğrayarak iskeletimsi-kalıt olarak ve klorit minerallerine dönüştüğü gözlenir (Şekil 4.18-A). Piroksen fenokristalleri yarı özşekilli olup yüksek girişim renkleri ile tanınır (Şekil 4.18-B). Amfibol mineralleri koyu kahverenkli yarı özşekilli olarak gözlenmektedir (Şekil 4.18-B). Plajioklas fenokristallerinde, polisentetik ikizlenmeler gösterir (Şekil 4.18-C); ayrıca, prizmatik plajioklas mikrolitlerinde ise kırlangıç kuyruğu dokusu ile karakterize edilir (Şekil 4.18-D). Plajioklas fenokristallerinde sönme açısı kullanılması yöntemi ile andezin türü plajioklaslar olduğu bulunmuştur. Bu dayk tipi porfirik, vitrofirik ve sferolitik dokuludur. Olivin-piroksen minerallerinde iddingsitleşme + sosuritleşme + uralitleşme + kloritleşme; plajioklas, hamurda serizitleşme + kaolinleşme + karbonatlaşma gözlenir (Tablo 4.2).

K-G yönlü diyabaz dayklarında ve sillerinde, olivin + piroksen + amfibol + plajioklas başlıca fenokristalleri oluşturur. İkincil oluşanlar klorit, epidot, kalsittir; aksesuar bileşenleri apatit + zirkondur. Kayacı etkileyen alterasyon türleri iddingsitleşme + serizitleşme + sosuritleşme + kloritleşme + karbonatlaşma bulunmuştur, ve iddingsitleşme sonucunda olivin ve piroksenler, mineralleri iskeletimsi olarak gözlenmektedir (Şekil 4.20-A-B-D). Amfibol fenokristallerinin bazıları kloritlere, ve olivin, piroksen ve bazı amfibol mineralleri epidotlara dönüşmüştür, ve plajioklas minerallerinde karlsbad ikizlenmesi gözlenir (Şekil 4.20-B-C-D). Ayrıca, plajioklas türleri, plajioklasların sönme açısı ile labrador oldukları saptanmıştır. Bu kayaçlarda ise ofitik doku tipi gözlenir (Şekil 4.20-A; Tablo 4.2).

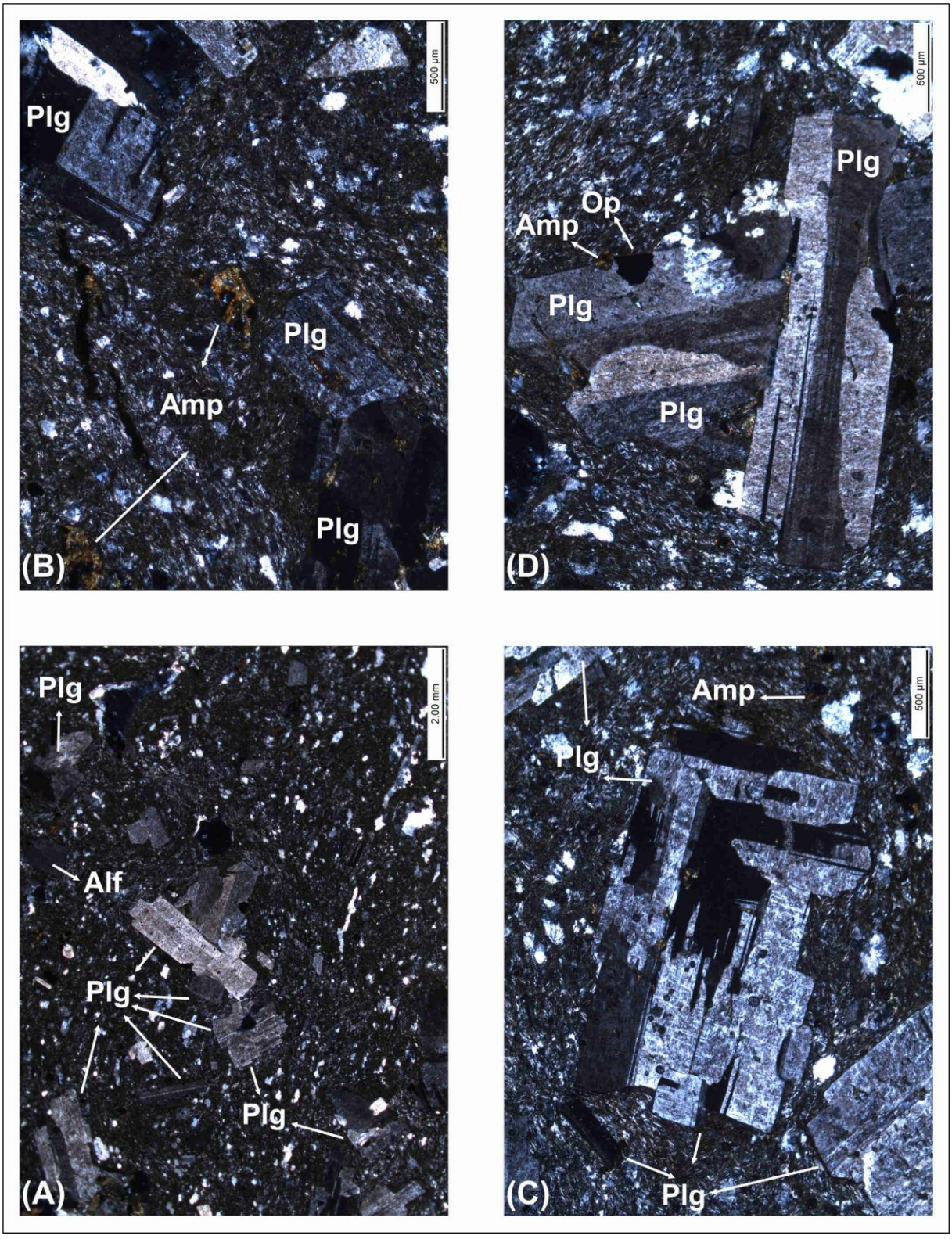
K15^{0}D, K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayk grubunda olivin + piroksen + amfibol + plajioklas feldspat başlıca fenokristallerinden oluşmaktadır. Hamur ise, piroksen + amfibol + plajioklas mikrolitlerinden yapılıdır. Opak mineraller manyetit+pirit; aksesuar mineraller apatit + zirkon mineralleridir (Tablo 4.2). K15^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarında alterasyonlar kloritleşme +iddingsitleşme + uralitleşme + sosuritleşme + serizitleşme + kaolinleşme + karbonatlaşmadır ve K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarında ise serpantinleşme + kloritleşme + serizitleşme + karbonatlaşmadır. Her iki dayk grubunda doku tipi porfiriktir; ayrıca K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarında vitrofirik ve ağsı doku tipleri saptanmıştır (Şekil 21-22; Tablo 4.2). Olivin ve piroksenler bahsedilen alterasyonlardan ötürü iskeletimsi kristallere ve klorit minerallerine dönüşmüştür. K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarında amfiboller ise koyu kahverenkli olup özşekilli ve yarı özşekillidir (Şekil 21-22). Plajioklasların andezin oldukları, sönme açıları bazında tespit edilmiştir.



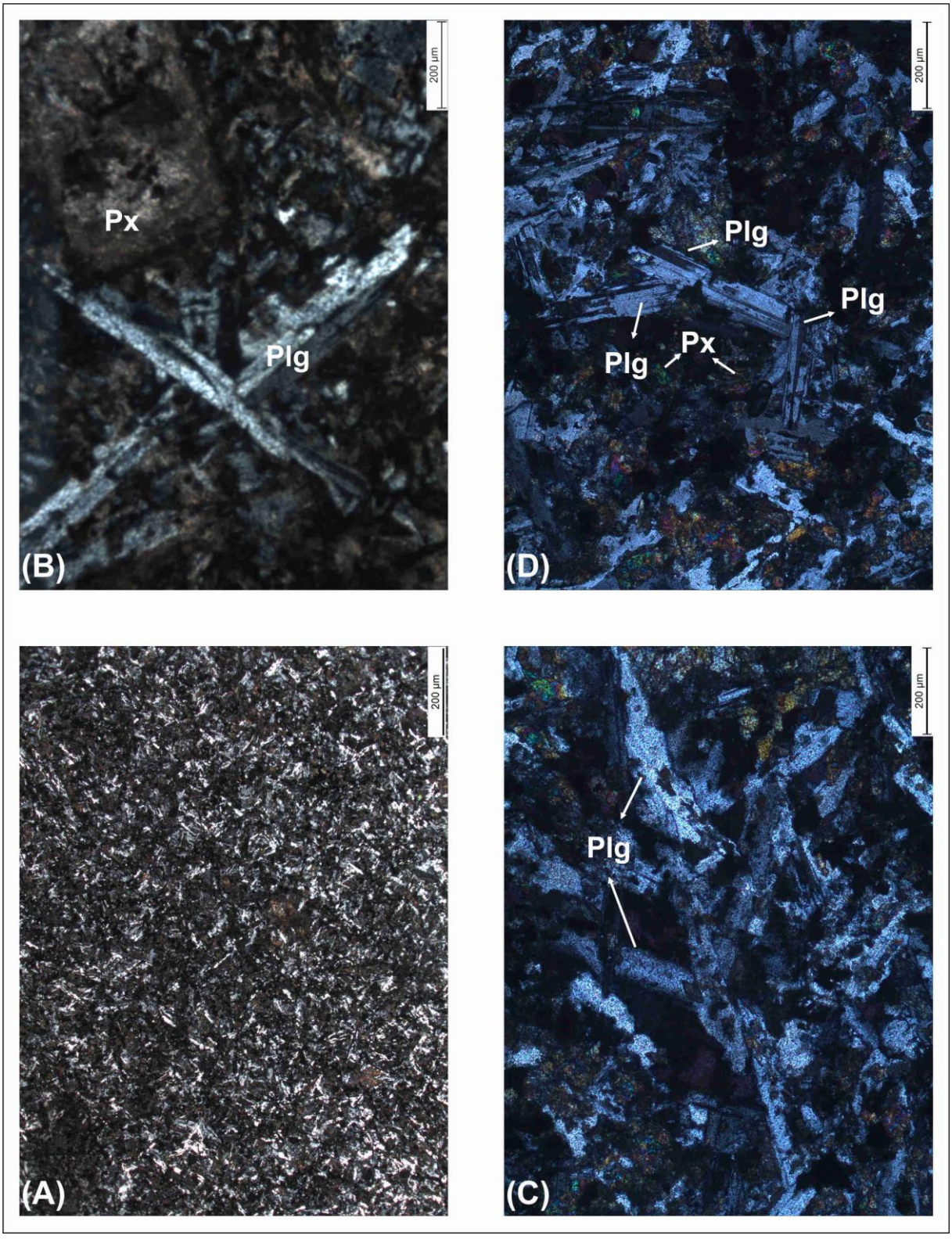
Şekil 4.17: K80^{0}D yönlü dasit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Mikrolin hamur içerisinde plajioklas fenokristalleri; çift nikol, B) Plajioklas mikrolitleri içinde hayalet amfibol fenokristali; çift nikol, örnek no: FS14-29. C) Polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-117. D) Mikrolin hamur içinde plajioklas-amfibol fenokristalleri ile opak mineraller; çift nikol, örnek no: FS14-128. A-C-D) Bu dayklarda, porfirik ve vitrofirik doku tipleri gözlenir.



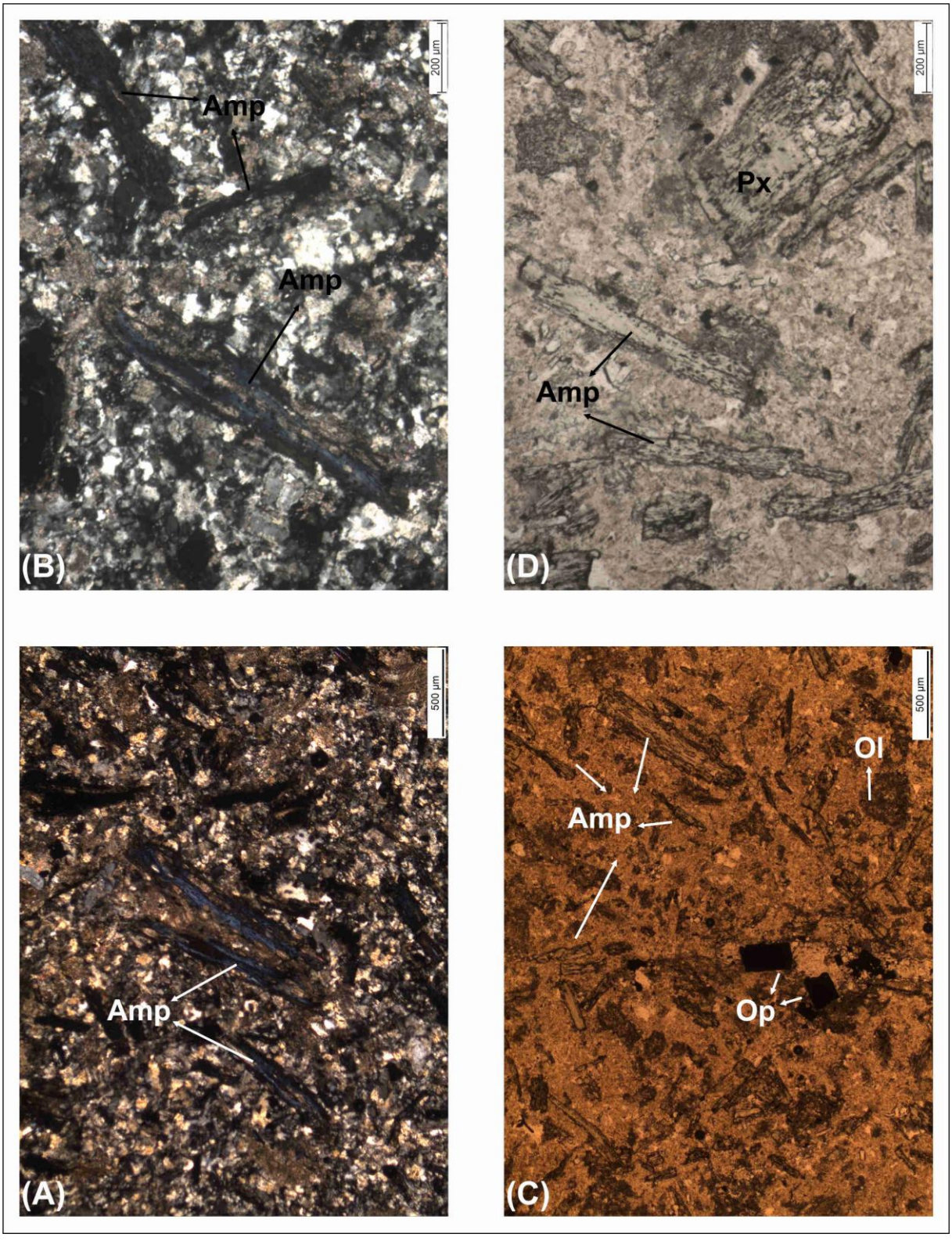
Şekil 4.18: K50^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Mikrolit hamur içinde gözlenen kalıt olivin fenokristali ile polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristali; B) Yüksek girişim rengi ile tanınan piroksen mineralleri ile özşekilsiz amfibol fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS116. C) Polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristali; çift nikol, örnek no: FS118. D) Prizmatik plajioklas minerallerinde kırlangıç kuyruğu dokusu; çift nikol, örnek no: FS120.



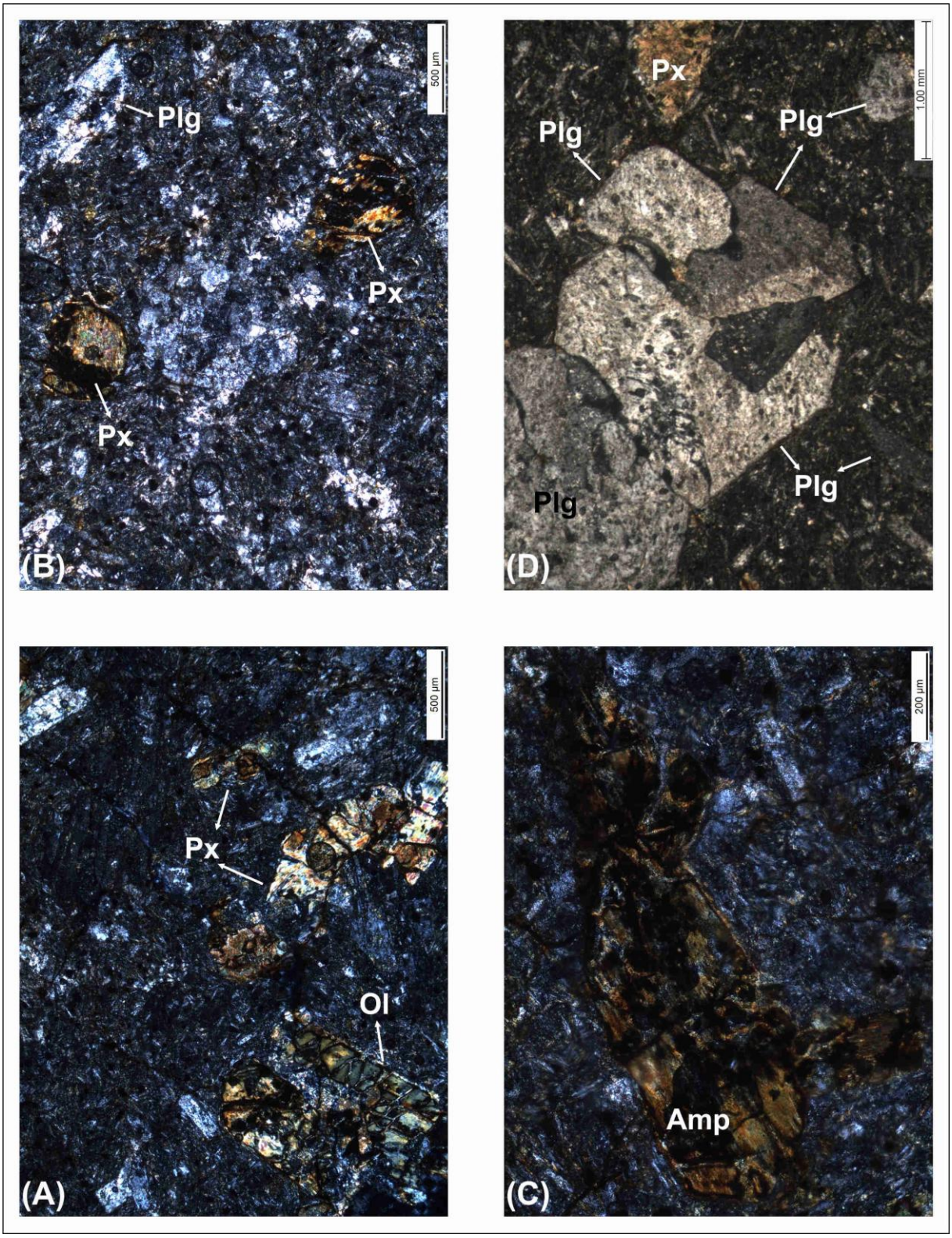
Şekil 4.19: K15^{0}B yönlü dasit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Plajioklas fenokristallerinde albit ve polisentetik ikizlenmesi ve elek dokusu, B) Plajioklas mikrolitleri içinde dağınık olarak gözlenen amfibol fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-32-1. C) Plajioklas fenokristalleri içinde amfibol minerali kapantıları, çift nikol, örnek no: FS151. D) Plajioklas fenokristallerinde gözlenen sinosis dokusu; çift nikol, örnek no: FS14-32-1.



Şekil 4.20: K-G yönlü diyabaz dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Ofitik dokulu diyabaz dayklarında iskeletimsi olivin ve piroksen mineralleri; B) İğnemsi plajioklas kristalleri ile klorit mineraline dönüşmüş piroksen minerali; çift nikol, örnek no: FS-1. C) İğnemsi plajioklas kristalleri; çift nikol, örnek no: FS-1-a. D) Polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristalleri ile piroksen mineralleri; çift nikol, örnek no: FS-17b.



Şekil 4.21: K15^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Çubuksu amfibol minerallerinin klorit mineraline dönüşümü, B) Klorit mineraline dönüşen çubuksu amfibol mineralleriyle karbonatlaşmış ve kaolinleşmiş plajioklas ve alkali feldspat mineralleri; çift nikol, örnek no: FS14-15-2. C) İskeletimsi olivin mineraliyle çubuksu amfibol mineralleri; tek nikol, örnek no: FS17-b. D) İskeletimsi piroksen mineralleri, tek nikol, örnek no: FS14-15-3.



Şekil 4.22: K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarının ince-kesit fotoğrafları. A) Olivin minerallerinde ağsı doku; çift nikol: FS14-25-4. Klorit minerallerine dönüşmüş piroksen fenokristalleri; çift nikol, örnek: FS14-31. Mikrolitlerden meydana gelen hamur içinde gözlenen amfibol fenokristali; çift nikol, örnek no: FS14-64. Mikrolit hamur içinde gözlenen klorit mineraline dönüşmüş piroksen fenokristali ile plajioklas fenokristali içinde zirkon mineralleri; çift nikol; örnek no: FS-72.

4.2.3. III. Sistem Daykları Petrografisi

III. sistem daykları kendi aralarında 2 as gruplara ayrılmıştır. Bunlar sırası ile:

(a) K40^0-50^{0}D yönlü bazalt daykları, K75^{0}D yönlü granit daykları ve silleri ile K80^{0}B yönlü andezit daykları; (b) K80^{0}D ve K50^{0}D yönlü andezit dayklarıdır.

Tablo 4.3. III. sistem dayklarının petrografik özelliklerini gösteren tablo.

Sistem	Dayk tipleri	Mineral bileşimi		Hamur	Doku tipleri	Alterasyon türleri
		Ana mineral	Aksesuar mineral			
III. Sistem	K40^0-50^{0}D yönlü bazalt daykları	olivin+piroksen+amfibol+ plajioklas	apatit+zirkon	plajioklas+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik	iddingistitleşme+uralitleşme +kloritleşme+kaolinleşme+ karbonatlaşma
	K75^{0}D yönlü granit daykları-silleri	amfibol+biyotit+plajioklas+ alkali feldspat+kuvars	apatit+zirkon	———	holokristalin+por-firik-holokristalin	kloritleşme+karbonatlaşma
	K80^{0}B yönlü andezit daykları	amfibol+plajioklas+alkali feldspat+kuvars	apatit+zirkon	plajioklas+alkali feldspat+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik+vitrofirik +elek	serizitleşme+souritleşme+ kloritleşme+kaolinleşme+ karbonatlaşma+silisleşme

Sistem	Dayk tipleri	Mineral bileşimi		Hamur	Doku tipleri	Alterasyon türleri
		Ana mineral	Aksesuar mineral			
III. Sistem	K80^{0}D yönlü andezit daykları	piroksen+amfibol+plajioklas +kuvars	zirkon	plajioklas+alkali feldspat+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik+vitrofirik	serizitleşme+karbonatlaşma+ kloritleşme
	K50^{0}D yönlü andezit daykları	piroksen+amfibol+plajioklas	zirkon	plajioklas+alkali feldspat+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik+vitrofirik	sosuritleşme+serizitleşme+ karbonatlaşma+kloritleşme

K40^0-50^{0}D yönlü bazalt dayklarında, olivin + piroksen + amfibol +plajioklas başlıca fenokristalleri oluşturmaktadır. Hamur ise plajioklas mikrolitlerden ve opak minerallerinden (manyetit+pirit) oluştuğu gözlenmektedir (Tablo 4.3). Aksesuar mineraller apatit + zirkondur. Alterasyonlar, iddingsitleşme + uralitleşme + kloritleşme + kaolinleşme + karbonatlaşmadır. İddingsitleşme ve uralitleşmenin neticesinde, şiddetli korozyona uğrayan olivin ve piroksen mineralleri iskeletimsi kristallere dönüşmüştür (Şekil 4.23-A-B). Amfibol fenokristalleri korunmuş olup bazı fenokristalleri hayalet kristaller olarak gözlenmektedir (Şekil 4.23-B-C). Plajioklas mineralleri prizmatik ve iğnemsi formdadır. Plajioklasların sönme açıları yöntemi ile, labrador türü plajioklasların oldukları belirlenmiştir. Doku tipi porfiriktir (Şekil 4.23).

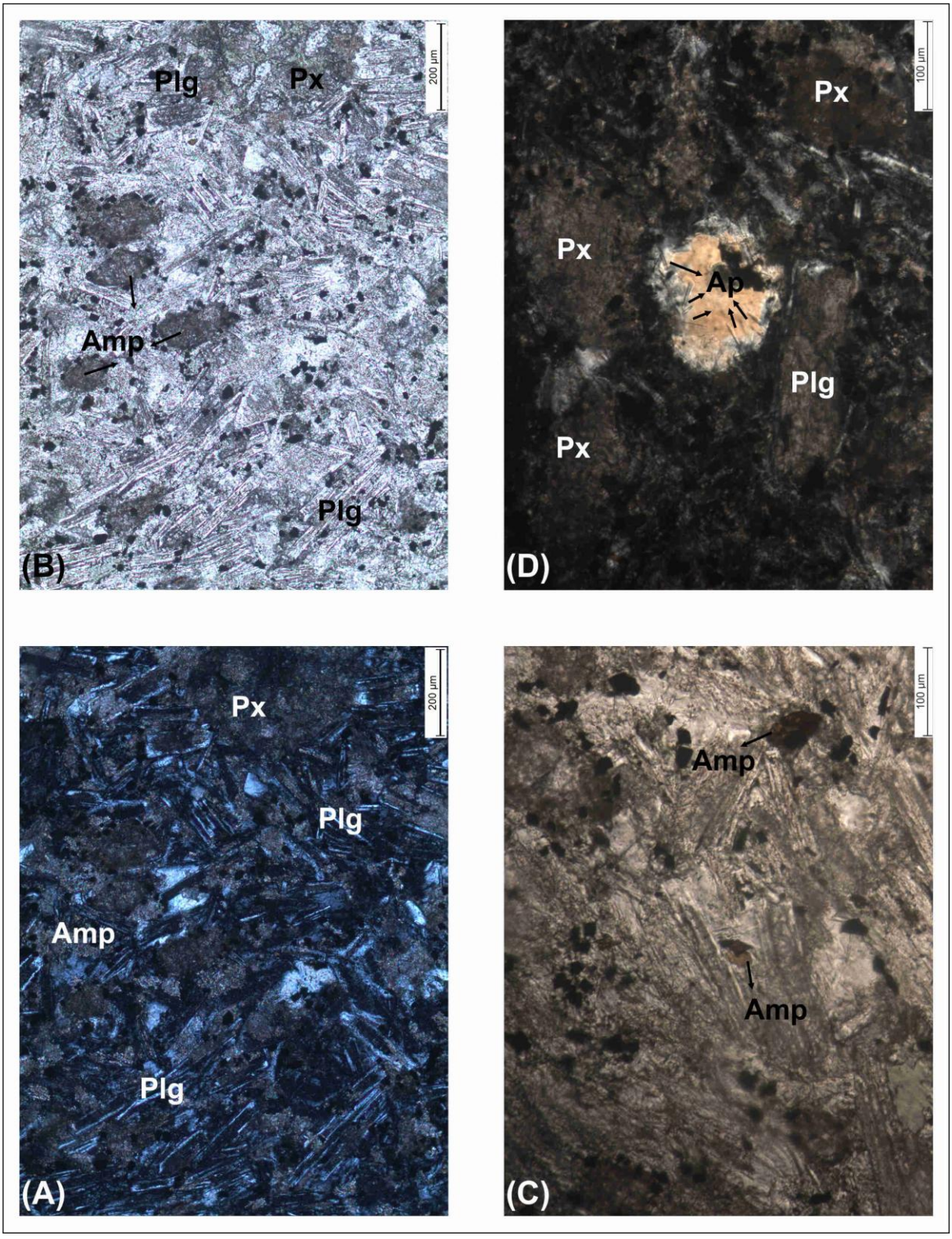
K75^{0}D yönlü granit dayklarında ve sillerinde, amfibol + biyotit + plajioklas + alkali feldspat + kuvars başlıca fenokristalleri oluşturur. Aksesuar mineralleri apatit + zirkondur. Alterasyonlar kloritleşme + karbonatlaşmadır. Amfibol fenokristalleri koyu kahverenklidir; özşekilli ve yarı özşekilli kristal formalarında gözlenir (Şekil 4.24-C). Granit sillerinde amfibol mineralleri tespit edilmiştir. Biyotit mineralleri ince uzun iğnemsi ve prizmatik formlarda gözlenir (Şekil

4.24-A-C-D). Çapraz ışıkta yüksek girişim renkler ile biyotitler ayrılır; tek nikolde ise soluk rengi ile göze çarpmaktadır. Kloritleşme süreci sonucunda, bazı biyotit mineralleri klorit minerallerine dönüştüğü gözlenir. Özşekilli ve yarı özşekilli olan plajioklas fenokristallerinde ise albit-polisentetik ikizlenmeler saptanmıştır (Şekil 4.24-A-B). Alkali feldspat mineralleri, plajioklas mineralleri arasında gözlenir ve çapraz ışıkta gri renkte olması ile fark edilir (Şekil 4.24-A-B). Buna ek olarak, bazı plajioklas, alkali feldspat mineralleri karbonatlaşma ile kalsit minerallerine dönüşmüştür. Kuvars mineralleri dalgalı sönme özelliği ile, ilk göze çarpan mineraller arasında kolayca ayırt edilmektedir (Şekil 4.24-A). Doku tipleri, holokristalin ve porfirik-holokristalin dokulardır (Şekil 4.24-A-B-C).

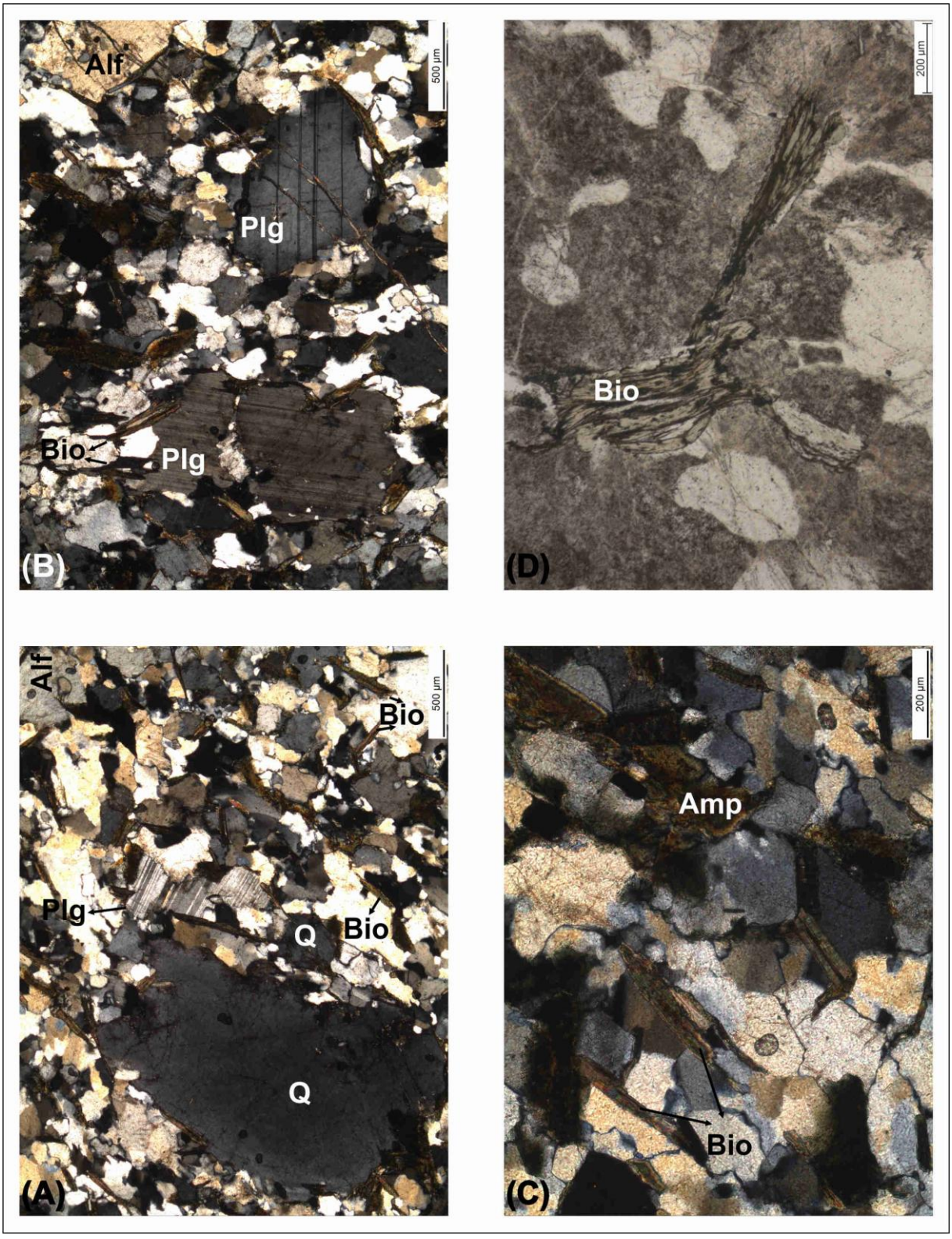
K80^{0}B yönlü andezit daykı tiplerinde, amfibol + plajioklas +alkali feldspat + kuvars başlıca fenokristallerdir. Daykları oluşturan hamur ise plajioklas + alkali feldspat mikrolitlerinden ve opak minerallerinden (manyetit + pirit) oluşur. Aksesuar mineraller zirkon + apattir. Bulunan alterasyon türleri serizitleşme + sosuritleşme + kloritleşme + kaolinleşme + karbonatlaşma + silisleşmedir (Tablo 4.3; Şekil 4.25). Amfiboller koyu kahverenklidir, ve kristal formaları ise özşekilli ve yarı özşekillidir (Şekil 4.25-B). Plajioklaslar özşekilli ve yarı özşekillidir (Şekil 4.25-A-C); nadir de olsa polisentetik, karlsbad ikizlenmeleri gözlenir. Plajioklasların sönme açıları kullanılarak andezin türü plajioklaslar oldukları tespit edilmiştir. Kloritleşme sürecinde ise bazı plajioklas mineralleri kloritlere dönüştüğü gözlenir (Şekil 4.25-A-C). Alkali feldspat mineralleri, hamur içinde dağınık olarak gözlenmektedir (Şekil 4.25-D); ayrıca kloritleşmenin ve kaolinleşmenin neticesinde, alkali feldspatlar, klorit ve kil minerallerine dönüşmüştür. Hem hamurda hem de fenokristallerde serizitleşmenin ve karbonatlaşmanın sonucunda daykı oluşturan minerallerin ilksel özellikleri kaybolduğu gözlenir. Dayk içinde birincil kuvars fenokristalleri ile silisleşme neticesinde, bu daykların içine sonradan, ikincil olarak giren hidrotermal kuvarsların olduğu gözlenmiştir. Andezit dayklarında baskın olan doku tipleri ise porfirik, vitrofirik, elek dokularıdır (Şekil 4.25-A-C).

K80^{0}D yönlü andezit dayk tiplerinde, piroksen + amfibol + plajioklas + kuvars fenokristalleri gözlenmektedir. Bu tipteki dayklarda hamur, plajioklas ve opak minerallerinden (manyetit + pirit) oluşmaktadır. Aksesuar mineralleri zirkon bulunur, ve alterasyon türleri, serizitleşme + karbonatlaşma + kloritleşmedir (Şekil 4.26; Tablo 4.3).

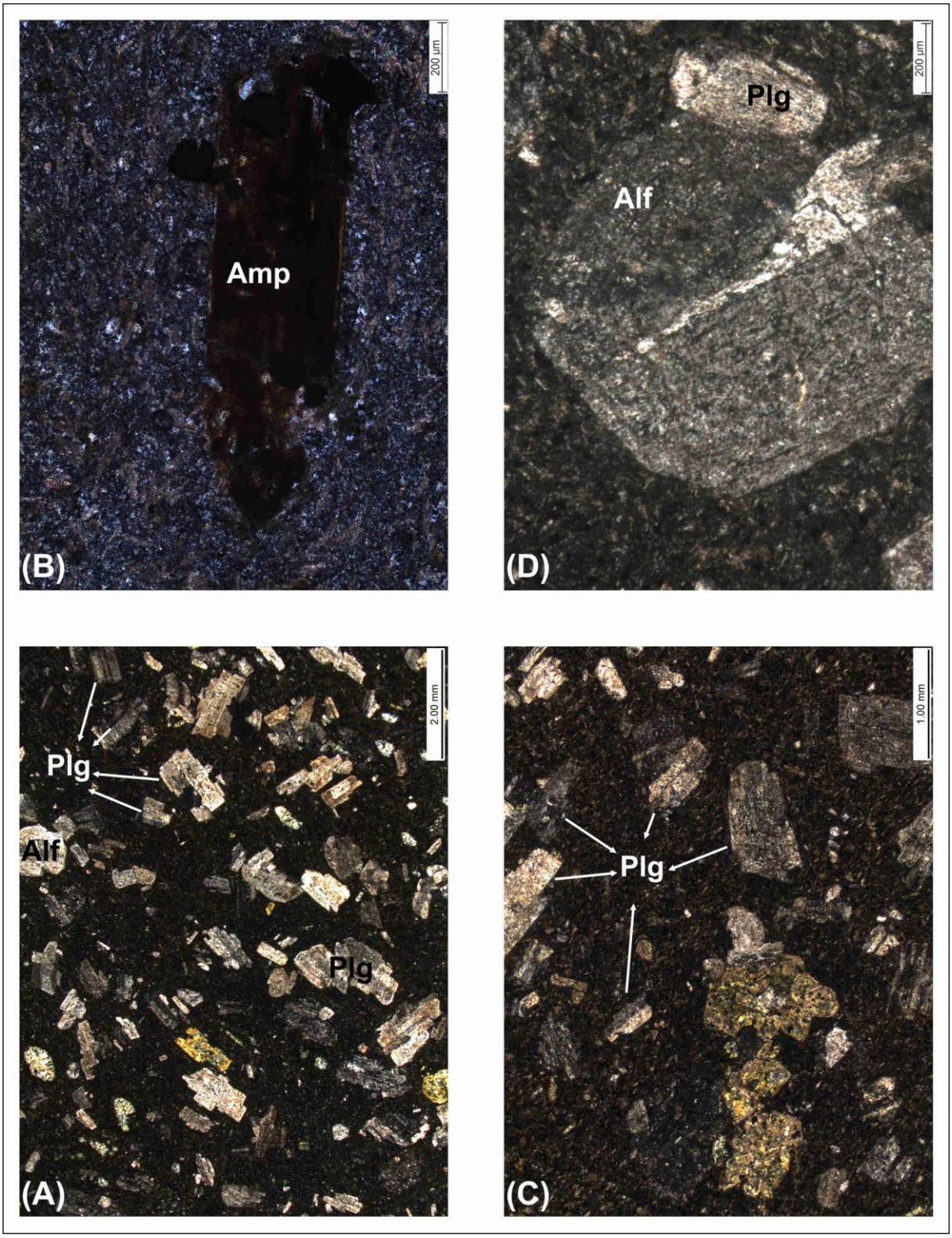
K50^{0}D yönlü andezit dayk tiplerinde ise piroksen + amfibol + plajioklas başlıca fenokristaller olarak gözlenir, ve bu dayk tiplerinde hamur plajioklas ve opak minerallerinden (manyetit +



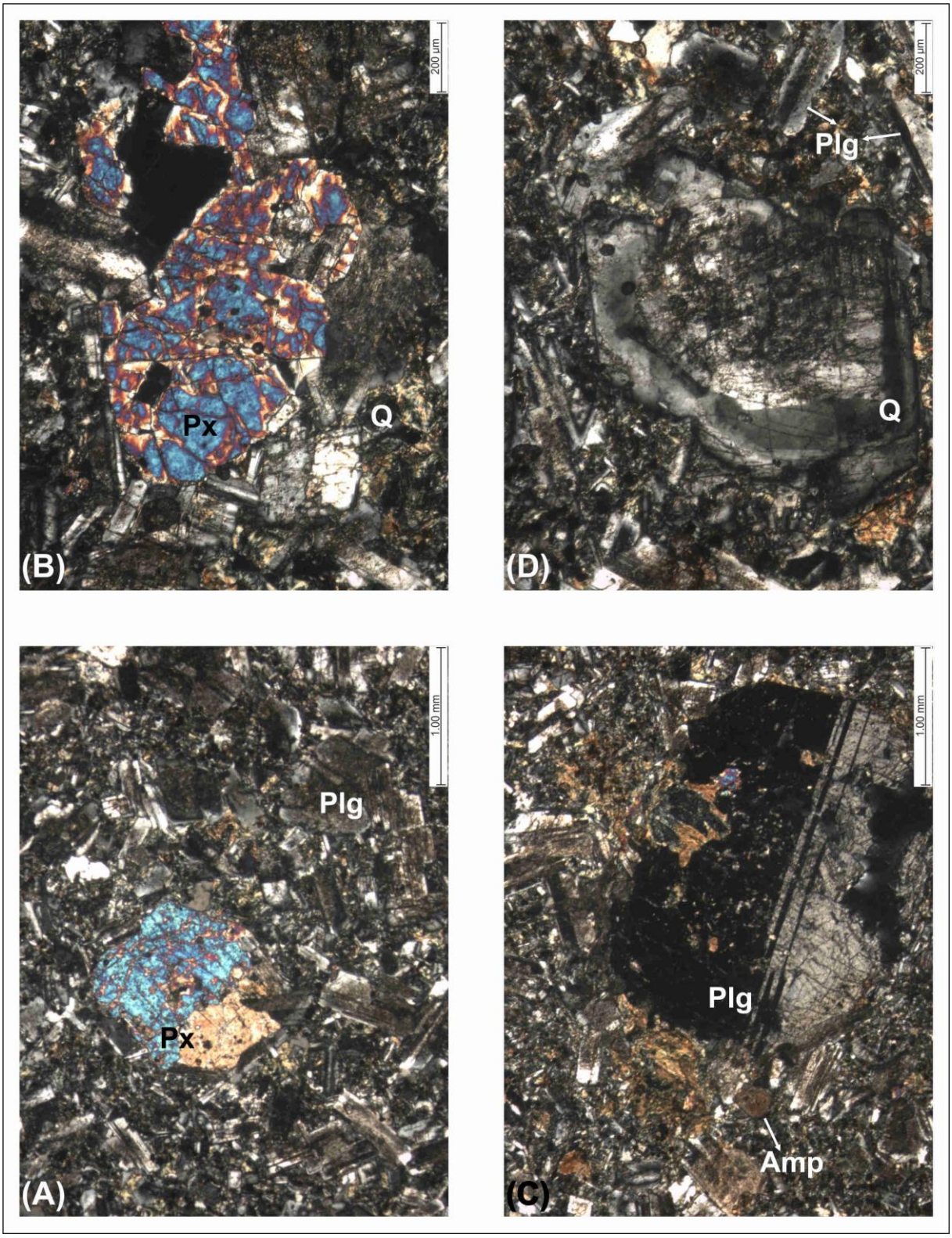
Şekil 4.23: K40^0-50^{0}D yönlü bazalt dayklarının ince-kesit fotoğrafları İğnemsi plajioklas mikrolitleri ile olivin ve piroksen minerallerinin iskeletimsi kristalleri; çift nikol; B) Mikrolin hamur içinde kalan hayalet amfibol fenokristalleri; tek nikol, Örnek no: FS14-41-2. C) Mikrolin hamur içinde gözlenen yarı özşekilli amfibol fenokristalleri; tek nikol, örnek no: FS14-22-1. D) Apatit mineralleri; çift nikol, örnek no: FS68-1.



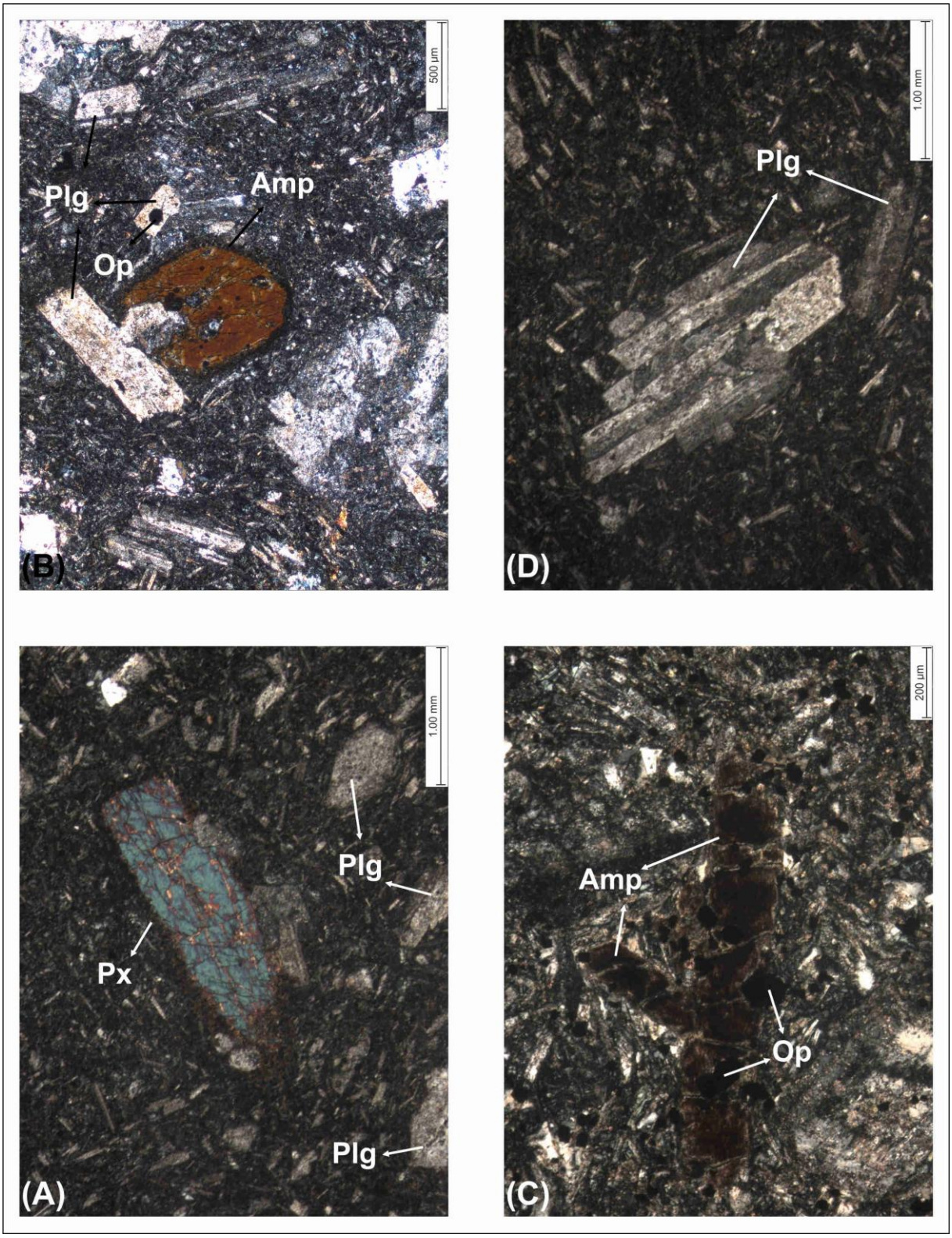
Şekil 4.24: K75^{0}D yönlü granit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Holokristalin dokulu granit dayklarında görülen prizmatik-iğnemsi biyotit fenokristalleri, plajioklas fenokristallerinde polisentetik ikizlenmeler, alkali feldspatlar ile kuvars fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-28. B) Biyotit, plajioklas ve alkali feldspat fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-28-3. C) Biyotit ve amfibol fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-23-G. D) Biyotit minerali; tek nikol, örnek no: FS14-20-5.



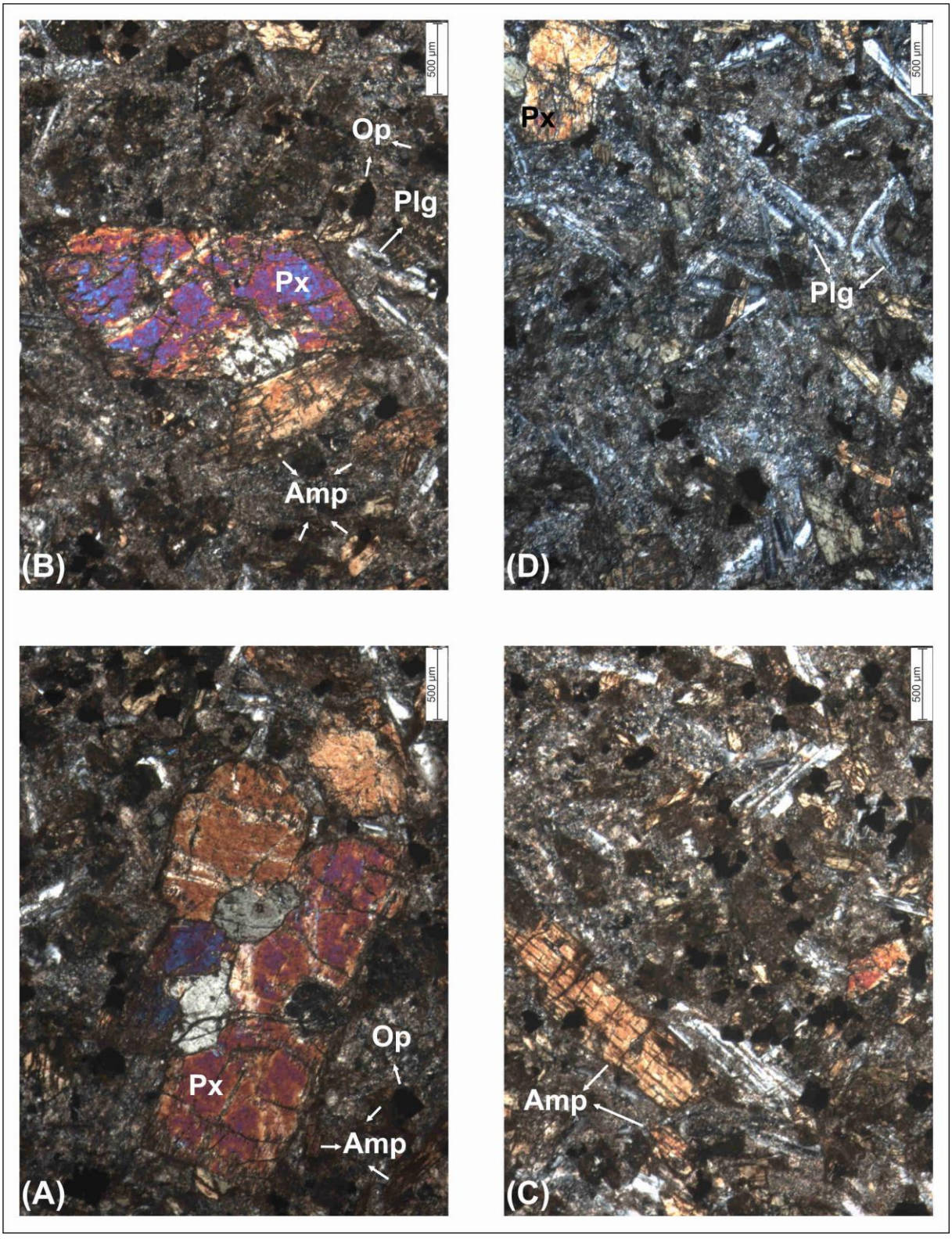
Şekil 4.25: K80^{0}B yönlü andezit dayklarının ince-kesit fotoğrafları.A)Mikrolin hamur içinde dağınık halde bulunan amfibol-plajioklas-alkali feldspat fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-27-2. B) Mikrolin hamur içinde yer alan yarı özşekilli amfibol fenokristali; çift nikol, örnek no: FS14-26-3. C) Kloritleşme sonucunda plajioklas mineralleri klorit minerallerine dönüşümü; çift nikol, örnek no: FS-132. Alkali feldspat fenokristali ile plajioklas fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-141.



Şekil 4.26: K80^{0}D yönlü andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A-B) Yarı özşekilli-özşekilli piroksen fenokristalleri ile plajioklas ve kuvars fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-47. C) Polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristali ile amfibol fenokristali; çift nikol, örnek no: FS14-47. D) Dalgalı sönme özelliği gösteren özşekilsiz kuvars fenokristali; çift nikol, örnek no: FS14-50.



Şekil 4.27: K50^{0}D yönlü andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Yarı özşekilli piroksen fenokristali ile hamurda dağınık bulunan plajioklas fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-23-1. B) Mükemmel dilinimli özşekilli amfibol fenokristali ile hamur içinde dağınık olan plajioklas fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-23-1. C) Opak minerallerince kısmen ornatılmış amfibol fenokristali. D) Polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristali; çift nikol, örnek no: FS14-35.



Şekil 4.28: K50^{0}D yönlü andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A-B) Yarı özşekilli ve yüksek girişim renkleriyle göze çarpan piroksen fenokristalleri ile yarı özşekilli amfibol fenokristalleri ve opak mineraller; çift nikol, örnek no: FS-14. C) Yarı özşekilli, dilinim özelliği gösteren amfibol fenokristali, çift nikol, örnek no: FS14-38. D) Yarı özşekilli piroksen fenokristali ile iğnemsi-prizmatik andezin türünde olan plajioklas mineralleri; çift nikol, örnek no: FS14-39.

pirit) oluşur. Aksesuar minerallerinden ise zirkon bulunur. Alterasyon türleri, sosuritleşme + serizitleşme + karbonatlaşma + kloritleşme olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.27-26; Tablo 4.3).

Piroksen mineralleri yarı özşekillidir ve yüksek girişim renkleri ile fark edilmektedir (Şekil 4. 24-A; Şekil 4.26.A; Şekil 4.27-A). Bazı piroksen mineralleri kloritleşme süreci sonrası, klorit minerallerine dönüştüğü gözlenmektedir. Amfibol fenokristalleri, özşekilli ve yarı özşekillidir (Şekil 4.27-C; Şekil 4.28-B-C). K50^{0}D yönlü andezit dayklarının bazı örneklerinde, amfibol fenokristalleri mükemmel dilimin gösterdiği açıkça gözlenmektedir (Şekil 4.26-B; Şekil 4.27-C). Plajioklas fenokristalleri ise özşekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenmektedir ve plajioklas fenokristalleri de, polisentetik ikizlenmeler göstermektedir (Şekil 4.26-A; Şekil 4.27-D; Şekil 4.28-D). Plajioklasların sönme açılarından yararlanılarak, plajioklas türlerinin andezin olduğu tespit edilmiştir. Serizitleşme ve karbonatlaşma sonucunda plajioklas fenokristallerinin büyük bir bölümü ve hamurdaki plajioklas mikrolitleri, kil ve kalsit minerallerine dönüştüğü açıkça gözlenmektedir (Şekil 4.26-27-28).

Kuvars fenokristalleri sadece K80^{0}D yönlü olan andezit dayklarında göze çarpmaktadır (Şekil 4.26-B-D), ve çapraz ışıkta dalgalı sönme karakteristik özelliği ile, kolayca fark edilmektedir (Şekil 5.26). K80^{0}D ve K50^{0}D yönlü andezit dayklarında doku tipleri ise porfirik ve vitrofirik olarak saptanmıştır (Şekil 4.26-27-28).

4.2.4. IV. Sistem Daykları Petrografisi

IV. sistem daykları kendi aralarında as gruplara ayrılmıştır. Bunlar sırasıyla,

(a) K40^{0}D yönlü bazalt daykları, K10^{0}D yönlü lamprofir daykları ile K20^{0}D yönlü lamprofir daykları; (b) K60^{0}D yönlü andezit daykları ve D-B yönlü bazalt daykları; (c) K70^{0}D yönlü andezit daykları, K85^{0}D yönlü bazalt daykları ve K75^{0}D yönlü dasit daykları; (d) K80^{0}B ve K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarıdır.

K40^{0}D yönlü bazalt dayklarında olivin + piroksen + amfibol+ plajioklas başlıca fenokristalleri oluşturmaktadır. Hamur, piroksen + plajioklas mikrolitlerinden oluşmaktadır ve hamur içinde opak mineraller (manyetit + pirit) dağınık haldedir. Aksesuar mineraller de apatit + zirkondur. Alterasyon türleri iddingsitleşme+kloritleşme + kaolinleşmedir (Tablo 4.4). Olivin mineralleri iddingistitleşme neticesinde, şiddetli korozyona uğrayarak iskeletimsi kristallere dönüşmüştür (Şekil 4.29-A). Piroksen fenokristalleri ise yarı özşekillidir ve yüksek girişim renkleri ile fark

Tablo 4.4. IV. sistem daykların petrografik özelliklerini gösteren tablo.

Sistem	Dayk tipleri	Mineral bileşimi		Hamur	Doku tipleri	Alterasyon türleri
		Ana mineral	Aksesuar mineral			
IV. Sistem	K40^{0}D yönlü bazalt daykları	olivin+piroksen+amfibol+ plajioklas	apatit+zirkon	piroksen+plajioklas+ opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik	iddingistitleşme+kloritleşme +kaolinleşme
	K10^{0}D yönlü lamprofir daykları	amfibol+plajioklas	apatit+zirkon	plajioklas+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik	silisleşme+karbonatlaşma
	K20^{0}D yönlü lamprofir daykları	amfibol+plajioklas	apatit+zirkon	plajioklas+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik	silisleşme+karbonatlaşma

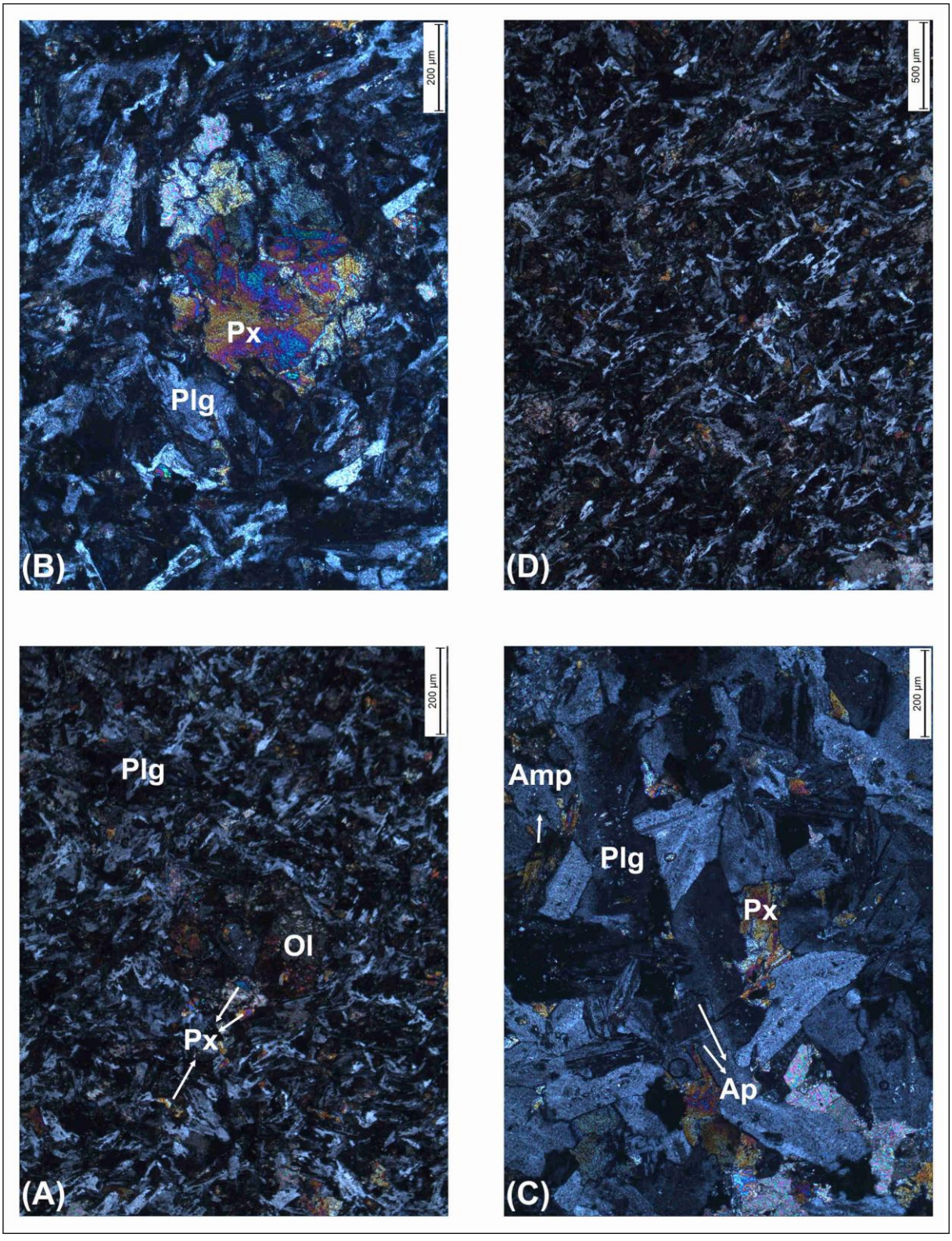
Sistem	Dayk tipleri	Mineral bileşimi		Hamur	Doku tipleri	Alterasyon türleri
		Ana mineral	Aksesuar mineral			
IV. Sistem	K60^{0}D yönlü andezit daykları	amfibol+plajioklas+alkali feldspat+kuvars	apatit+zirkon	plajioklas+alkali feldspat	porfirik+vitrofirik+ elek+pertitik	silisleşme
	D-B yönlü bazalt daykları	olivin+piroksen+amfibol+ plajioklas	apatit+zirkon	plajioklas+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik	iddingistitleşme+kloritleşme+ kaolinleşme+karbonatlaşma

Sistem	Dayk tipleri	Mineral bileşimi		Hamur	Doku tipleri	Alterasyon türleri
		Ana mineral	Aksesuar mineral			
IV. Sistem	K70^{0}D yönlü andezit daykları	amfibol+plajioklas+alkali feldspat+kuvars	apatit+zirkon	plajioklas+alkali feldspat	porfirik+vitrofirik+ elek	silisleşme
	K85^{0}D yönlü bazalt daykları	olivin+piroksen+amfibol+ plajioklas	apatit+zirkon	plajioklas+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik+camsı	iddingistitleşme+kloritleşme+ kaolinleşme+karbonatlaşma
	K75^{0}D yönlü dasit daykları	amfibol+plajioklas+alkali feldspat+kuvars	apatit+zirkon	plajioklas+alkali feldspat	porfirik+vitrofirik	serizitleşme+kaolinleşme+ silisleşme+karbonatlaşma

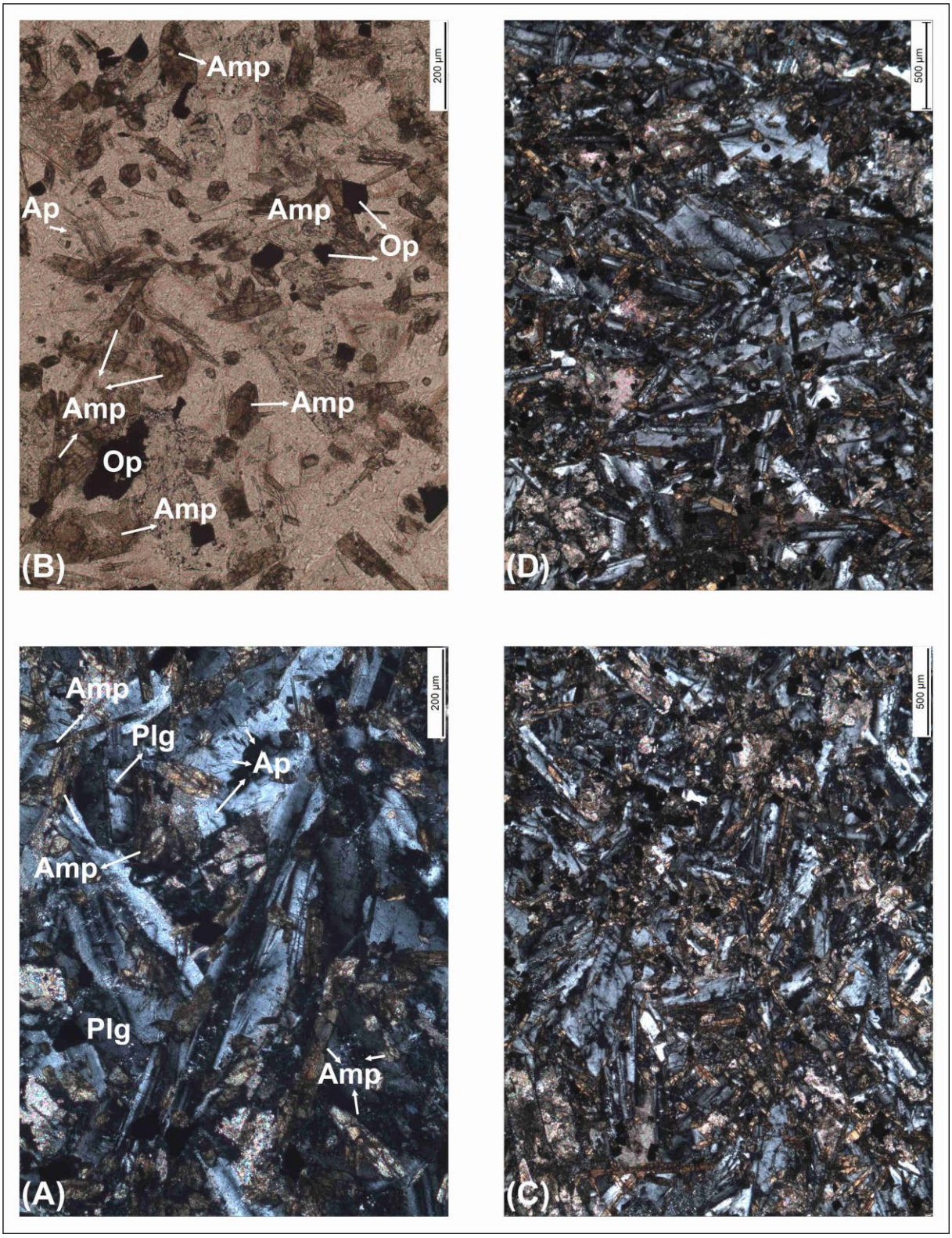
Sistem	Dayk tipleri	Mineral bileşimi		Hamur	Doku tipleri	Alterasyon türleri
		Ana mineral	Aksesuar mineral			
IV. Sistem	K80^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları	amfibol+plajioklas+ alkali feldspat	zirkon	plajioklas+alkali feldspat+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik+vitrofirik	serizitleşme+ karbonatlaşma
	K20^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları	olivin+piroksen+amfibol+ plajioklas	apatit+zirkon	plajioklas+opak mineraller (manyetit+pirit)	porfirik+vitrofirik+ sferolitik	iddingistitleşme+serizitleşme+ karbonatlaşma

edilmektedir. Kloritleşme sonucunda, bazı piroksen mineralleri klorit minerallerine dönüştüğü gözlenir (Şekil 4.29-B). Amfibol minerallerinin fenokristalleri, koyu kahve renklidir, ve yarı özşekilli olarak gözlenir (Şekil 4.29-C). Labrador olarak tespit edilen plajioklas fenokristalleri prizmatik-iğnemsi formlarda gözlenir (Şekil 4.29-C-D). Doku tipi porfiriktir (Şekil 4.29-D).

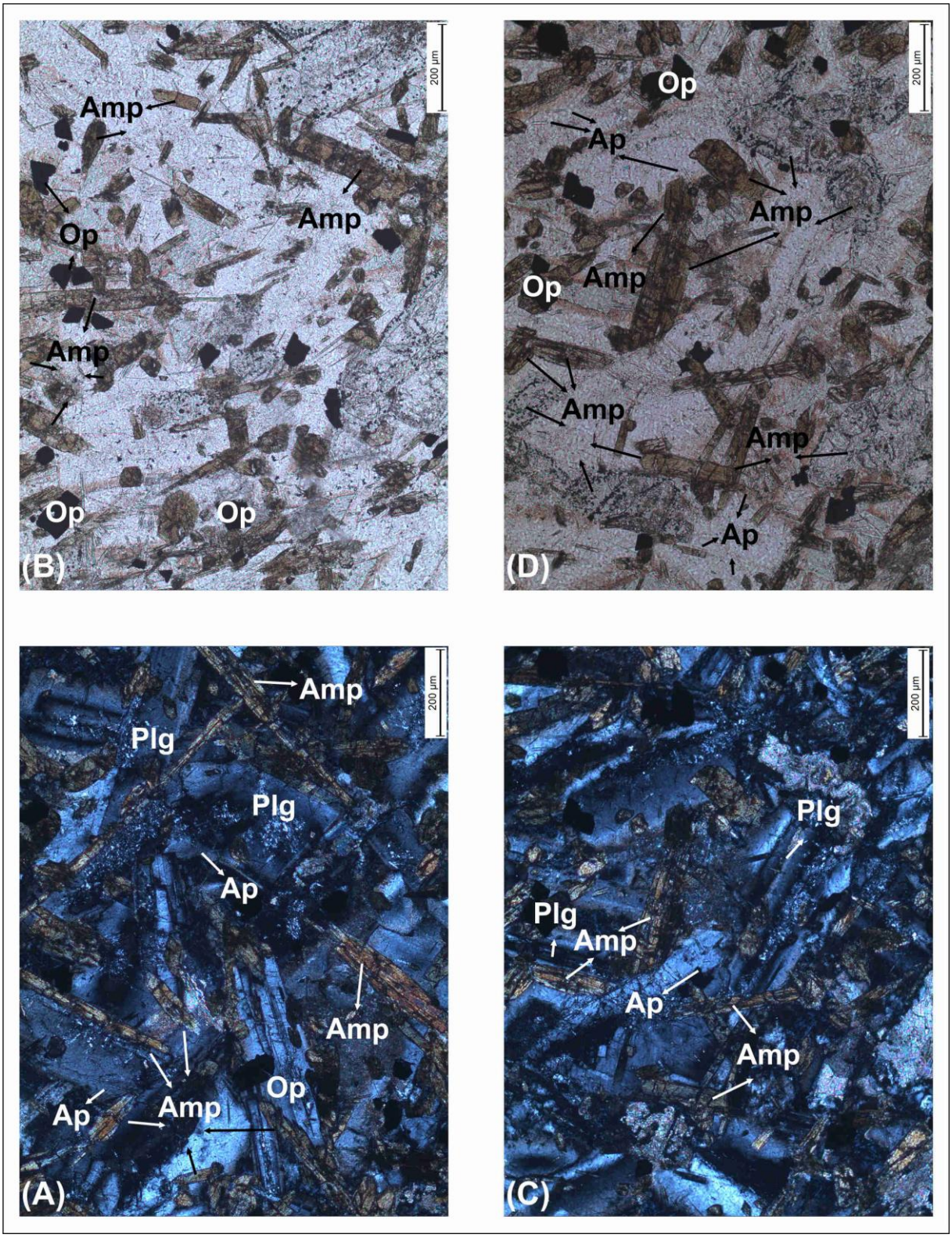
K10^{0}D ve K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarında, amfibol + plajioklas başlıca fenokristalleri oluşturmaktadır. Hamur ise plajioklas + opak minerallerinden (manyetit + pirit) oluşmaktadır. Aksesuar mineraller apatit + zirkon saptanmıştır. Silisleşme + karbonatlaşma tespit edilmiştir. Amfibol fenokristalleri, koyu kahve renklidir, ve yarı özşekilli ile prizmatik kristal formları gözlenir (Şekil 4.30-31) ve bazı amfibol fenokristallerinin ise kersutit oldukları belirlenmiştir.



Şekil 4.29: K40^{0}D yönlü bazalt dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) İskeletimsi olivin kristalleri ile yarı özşekilli piroksen mineralleri ve iğnemsi plajioklas kristalleri; çift nikol, örnek no: FS-35. B) Yarı özşekilli piroksen fenokristali ile iğnemsi-prizmatik plajioklas mineralleri; çift nikol, örnek no: FS-35. C) Yarı özşekilli piroksen, amfibol fenokristalleri ile plajioklas fenokristalleri içinde iğnemsi apatit kristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-15. D) Porfirik doku; çift nikol, örnek no: FS14-39.



Şekil 4.30: K10^{0}D yönlü lamprofir dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Yarı özşekilli ve çubuksu amfibol fenokristalleri ile labrador bileşimindeki iğnemsi-prizmatik plajioklas mineralleri, çift nikol, örnek no: FS-3b. Yarı özşekilli ve çubuksu amfibol fenokristalleri ile opak mineraller; tek nikol, örnek no: FS-3b. C-D) Kayaç içinde gözlenen porfirik dokular; çift nikol, örnek no: C için FS-3e; D için FS-3d.



Şekil 4.31: K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. Yarı özşekilli ve çubuksu amfibol fenokristalleri ile labrador bileşimindeki iğnemsi-prizmatik plajioklas mineralleri, çift nikol, örnek no: FS-4B. Yarı özşekilli ve çubuksu amfibol fenokristalleri ve opak mineraller; tek nikol, örnek no: FS-4f. C) Kayaç içinde gözlenen porfirik doku; çift nikol, örnek no: FS-4f. D) İğnemsi amfibol fenokristalleri ile hayalet amfiboller; tek nikol örnek no: FS-4g.

Plajioklaslar ise, daha çok mikrolit hamur içerisinde bulunmalarına rağmen ender olarak yarı özşekilli fenokristallerine rastlanılmaktadır (Şekil 4.30-31). Plajioklasların sönme açılarından plajioklas türlerinin labrador oldukları belirlenmiştir. Lamprofir dayklarında saptanan doku tipi porfiriktir (Şekil 4.30-31).

K60^{0}D yönlü olan andezit dayklarında, amfibol + plajioklas + alkali feldspat + kuvars başlıca fenokristaller olarak gözlenir (Şekil 4.32-A). Hamur plajioklas mikrolitlerinden oluşmaktadır. Aksesuar mineraller apatit+zirkondur; alterasyon türü silisleşmedir. Amfibol mineralleri koyu kahve renkli olup yarı özşekilli ve özşekillidir. Ayrıca, bazı amfibol fenokristalleri kemirilmiş olarak gözlenmektedir (Şekil 4.32-A-D). Plajioklas fenokristalleri özşekilli, yarı özşekillidir, ve karlsbad ikizlenmeleri gözlenmektedir (Şekil 4.32-A-B-C) ve plajioklasların sönme açıları kullanılarak plajioklasların andezin türü oldukları saptanmıştır. Alkali feldspat fenokristalleri kemirilmiş olarak gözlenir (Şekil 4.32-D), ve kuvars fenokristalleri dalgalı sönme özelliği ile diğer mineral gruplarından kolayca ayırt edilmektedir (Şekil 4.32-A-B). Doku tipleri porfirik, vitrofirik, elek ve pertitik olarak belirlenmiştir (Şekil 4.32).

D-B yönlü bazalt daykları olivin + piroksen + amfibol + plajioklas fenokristallerinden oluşur (Şekil 4.33). Hamur plajioklas mikrolitlerinden yapılıdır ve opak mineraller manyetit +pirittir. Aksesuar mineralleri apatit + zirkondur. Alterasyon türleri de iddingsitleşme + kloritleşme + kaolinleşme + karbonatlaşmadır. Olivin mineralleri iddingistitleşmenin sonucunda iskeletimsi kristaller haline gelmiştir, ve bazı olivinler ise kloritleşme neticesinde, kloritlere dönüşmüştür (Şekil 4.33). Piroksen mineralleri yarı özşekillidir, ve yüksek girişim renkleri ile kolayca fark edilir (Şekil 4.33), ve amfibol fenokristalleri iğnemsi ve prizmatik formalarda gözlenmektedir. Plajioklaslar genellikle hamur içinde yer alır (Şekil 4.33-A-B). Kaolinleşme ve karbonatlaşma neticesinde hamurda yer alan plajioklas mikrolitlerinin kil, kalsit minerallerine dönüşmüştür (Şekil 4.33). Doku tipi porfirik olarak gözlenmiştir (Şekil 4.33-C-D).

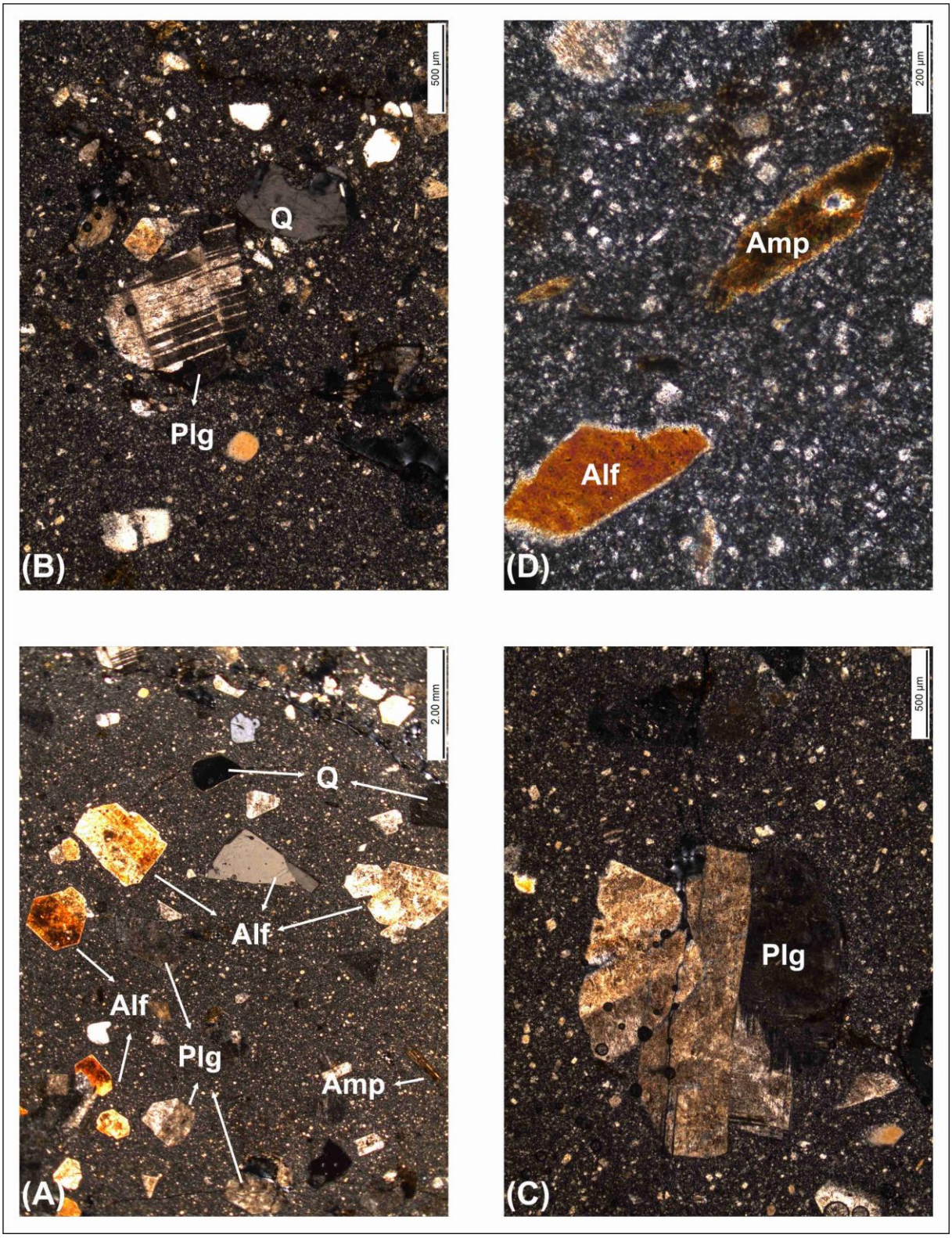
K70^{0}D yönlü andezit dayklarında, amfibol + plajioklas + alkali feldspat + kuvarslar başlıca fenokristallerinden oluşmaktadır ve hamur plajioklas + alkali feldspat mikrolitlerinden oluşur. Aksesuar mineraller apatit + zirkondur. Opak mineraller olarak manyetit + pirittir. Alterasyon silisleşmedir (Tablo 4.4;Şekil 4.34). Amfibol mineralleri koyu kahve renkli olup yarı özşekilli ve özşekillidir (Şekil 4.34-A). Amfibol mineralleri mükemmel diliminlidir (Şekil 4.34), ve bazı amfibol fenokristalleri opak minerallerince ornatılmıştır (Şekil 4.34-A-C). Andezin türü olan plajioklas fenokristalleri özşekilli-yarı özşekillidir (Şekil 4.34), ve karlsbad ikizlenmeleri

gözlenmektedir (Şekil 4.34-B-C). Alkali feldspat fenokristalleri içinde zirkon minerallerinin göze çarpmaktadır (Şekil 4.34-D). Kuvars fenokristalleri, dalgalı sönme karakteri ile diğer mineral gruplarından kolayca ayırt edilmektedir (Şekil 4.34-A). Kuvars mineralleri kemirilmiş olarak gözlenmektedir (Şekil 4.34-D). Ayrıca, hamur içinde gözlenen hidrotermal kuvars mineralleri de gözlenmektedir. Doku tipleri, vitrofirik, porfiriktir (Şekil 4.34).

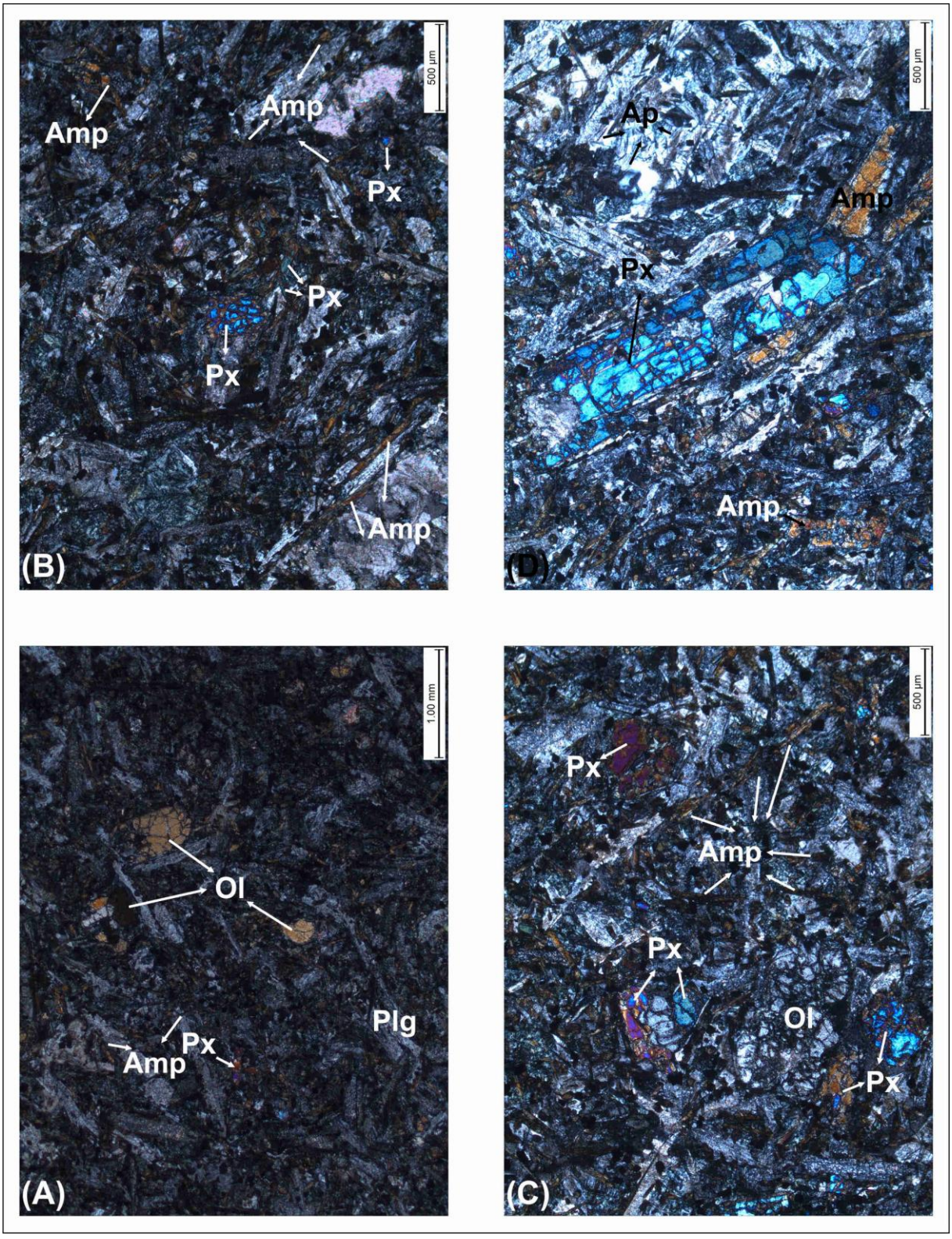
K85^{0}D yönlü bazalt dayklarında olivin + piroksen + amfibol + plajioklas başlıca fenokristaller olarak gözlenir. Hamur plajioklas mikrolitlerinden oluşur. Opak mineraller manyetit + pirittir, ve aksesuar mineraller ise apatit + zirkondur. İddingsitleşme + kloritleşme + kaolinleşme + karbonatlaşma alterasyon türleridir (Tablo 4.4). Olivin mineralleri iddingsitleşme sonucunda, iskeletimsi kristal formlarına dönüştüğü gözlenir (Şekil 4.35-A-B). Piroksen fenokristalleri, yarı özşekillidir (Şekil 4.35-A), ve amfibol mineralleri iğnemsi-prizmatik kristallerde gözlenir iken, özşekilli-yarı özşekilli hayalet amfibollerde göze çarpmaktadır (Şekil 4.35). Plajioklaslar genellikle hamur içinde yer alır (Şekil 4.35-D). Doku tipleri camsı ve porfiriktir.

K75^{0}D yönlü dasit daykı grubunda, amfibol + plajioklas + alkali feldspat + kuvarslar başlıca fenokristallerdir.Hamur plajioklas + alkali feldspat mikrolitlerinden oluşur ve opak mineraller manyetit + pirit) hamur içinde dağınık haldedir. Belirlenen alterasyon türleri serizitleşme + kaolinleşme + silisleşme + karbonatlaşmadır. Amfibol mineralleri de koyu kahve renklidir ve özşekilli, yarı özşekilli ve prizmatik kristal formları hamur içinde dağınık gözlenirken, bazı amfibol fenokristalleri magmanın özümsenmesi nedeni ile, hayalet kristaller olarak gözlenir (Şekil 4.36). Plajioklas fenokristalleri serizitleşme ve kaolinleşme neticesinde bozuşmuştur ve az oranda korunmuş olan ortoklaz türü plajioklas fenokristallerinde de karlsbad ikizlenmeleri görülmektedir (Şekil 4.36-C-D). Alkali feldspat mineralleri, daha çok hamur içinde olmasına rağmen karbonatlaşma sonucunda plajioklaslar ile birlikte kalsit minerallerine dönüşmüştür ve kuvars fenokristalleri kemirilmiş olarak gözlenmektedir. Ayrıca, bu dasit tiplerinde ikincil olarak kuvars damarları gözlenmektedir. Doku tipi porfirik ve vitrofiriktir (Şekil 4.36).

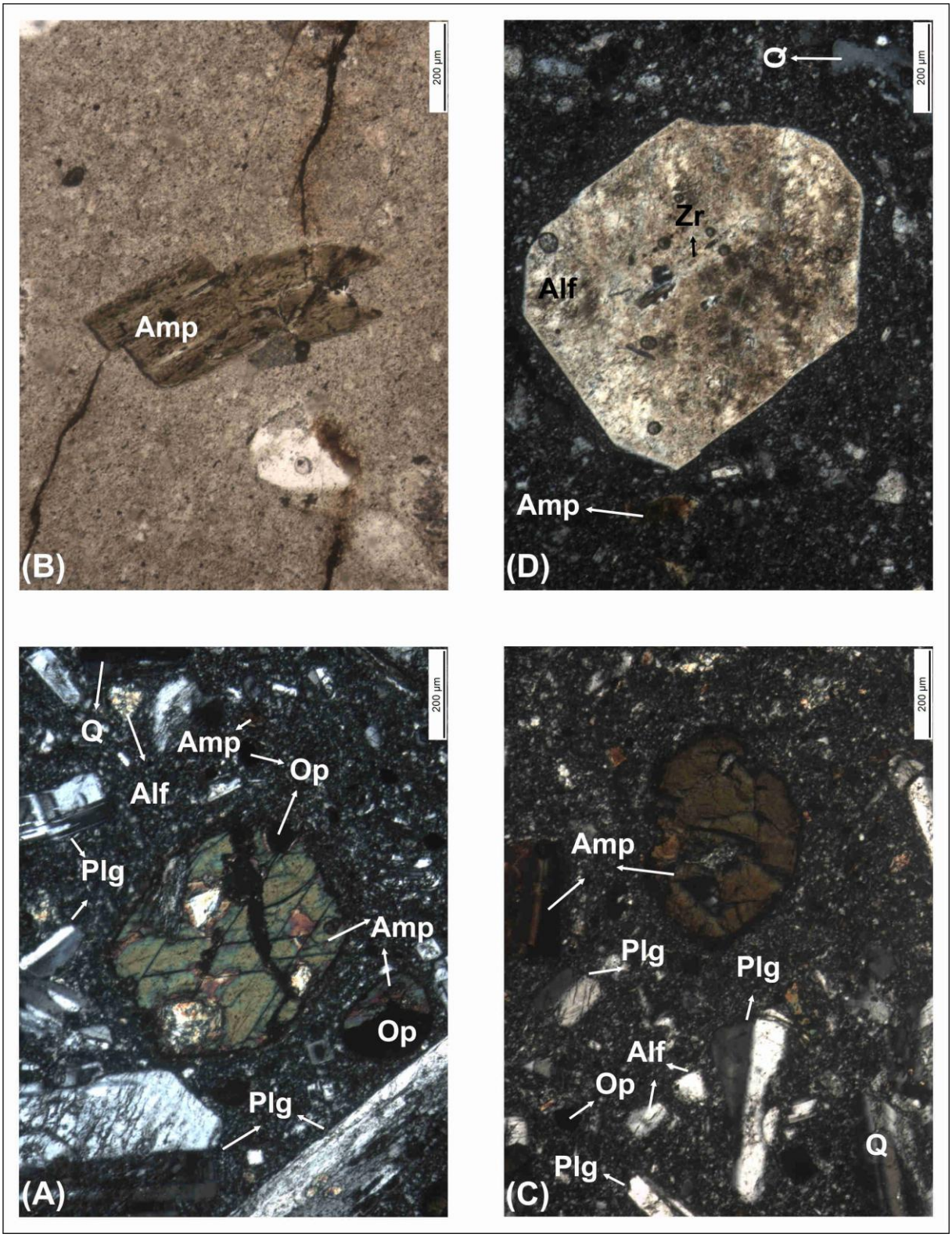
K80^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklar grubunda, amfibol + plajioklas + alkali feldspat başlıca fenokristaller olarak gözlenmektedir. Hamur ise, plajioklas + alkali feldspat mikrolitlerinden oluşmaktadır. Opak mineraller manyetit + pirittir. Aksesuar mineraller zirkondur.Tespit edilen alterasyon tipleri serizitleşme + karbonatlaşmadır. Amfibol fenokristalleri iğnemsi-prizmatik formlarında gözlenirken, az oranda yarı özşekilli ve özşekilli olarak göze çarpmaktadır (Şekil



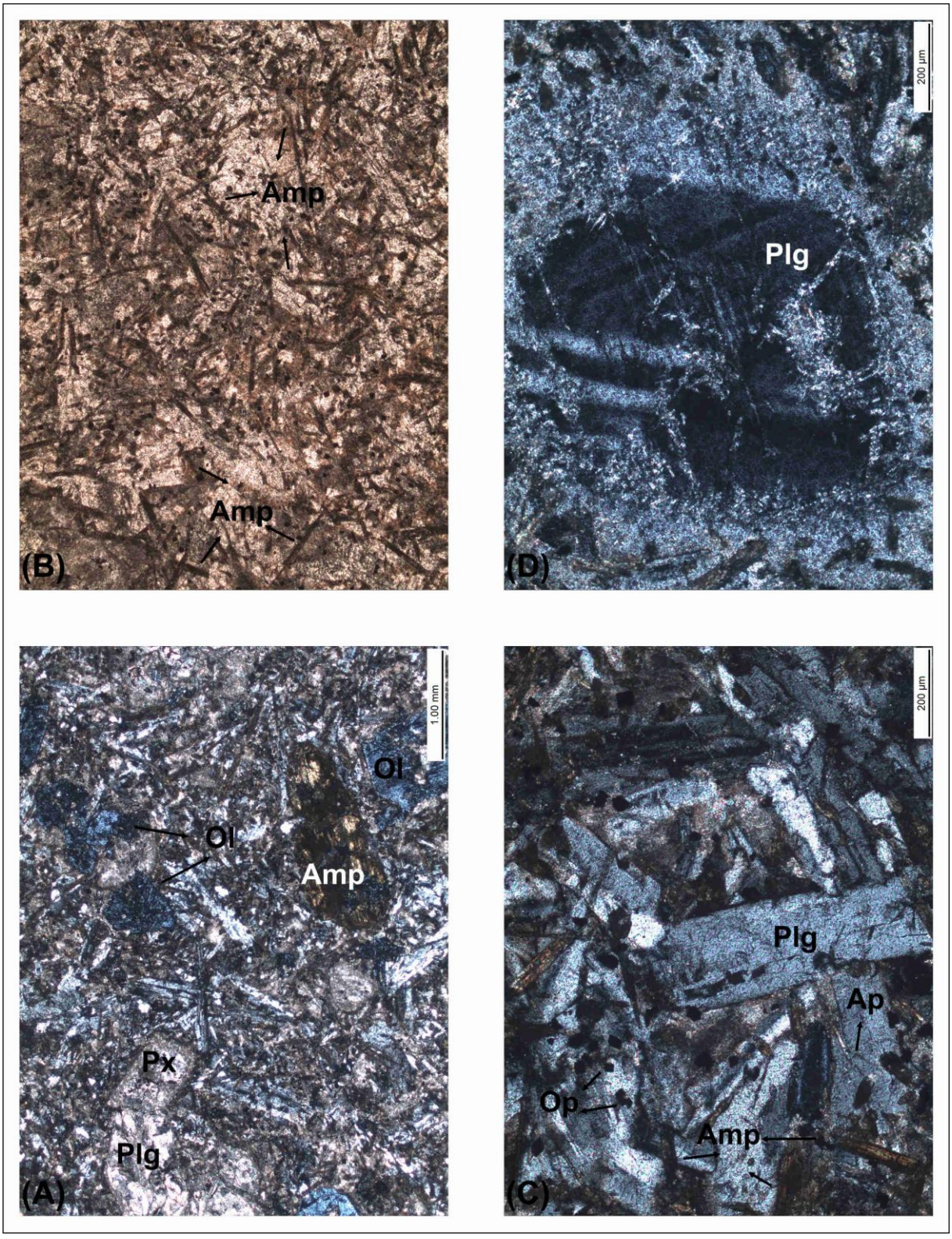
Şekil 4.32: K60^{0}D yönlü andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Hamurda dağınık halde gözlenen amfibol, plajioklas, alkali feldspat ve kuvars fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-12-1. B) Pertitik doku gözlenen plajioklas fenokristalleri ile dalgalı sönme özelliği gösteren kuvars fenokristali; çift nikol, örnek no: FS-168. C) Polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristali; örnek no: FS14-12-4. D) Kemirilmiş amfibol ve alkali feldspat fenokristali; örnek no: FS14-12-1.



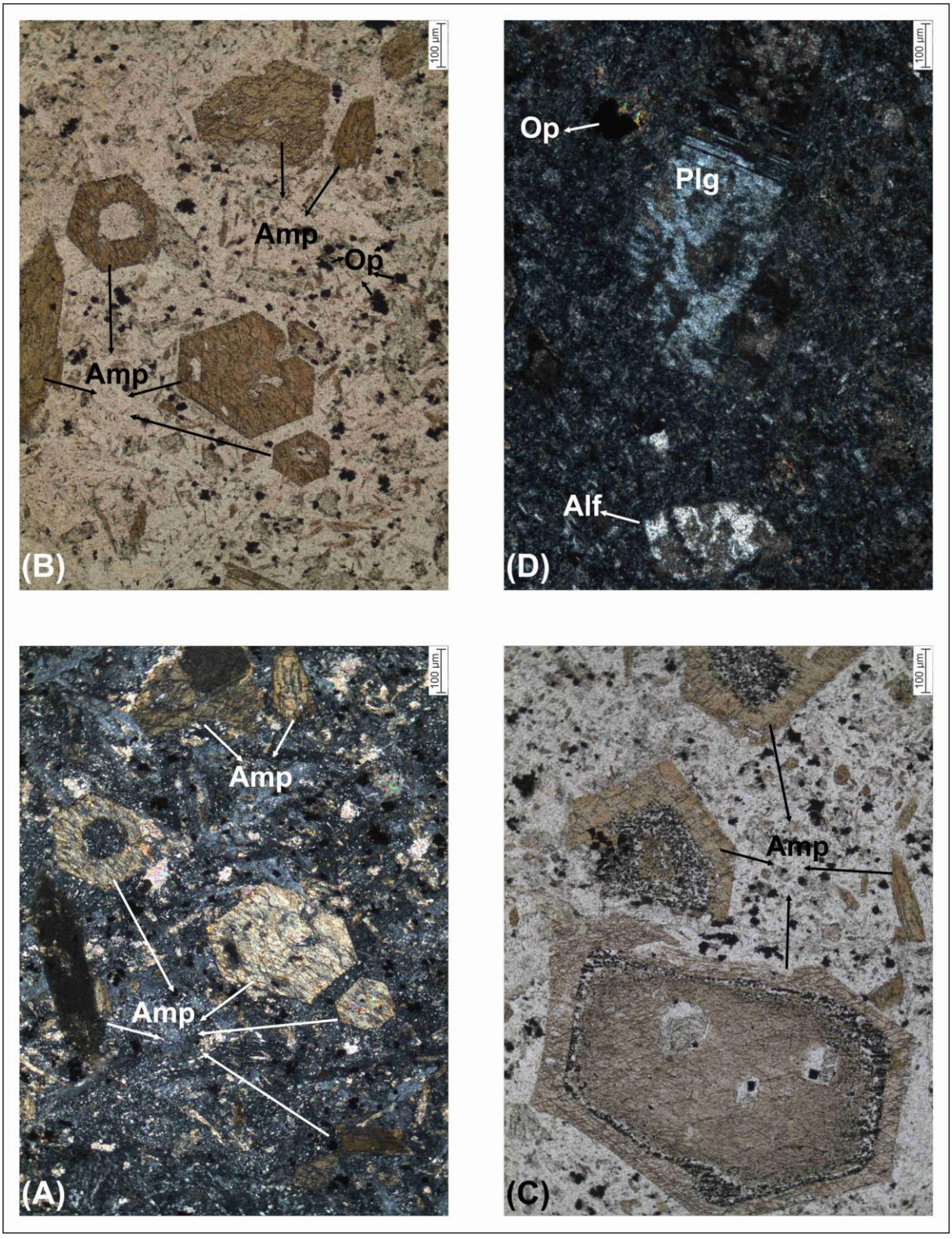
Şekil 4.33: D-B yönlü bazalt dayklarının ince-kesit fotoğrafları. A) İskeletimsi olivin fenokristalleri, piroksen, amfibol mineralleri ile iğnemsi-prizmatik plajioklas mineralleri; çift nikol, örnek no: FS-3h. B) Özşekilsiz piroksen ve amfibol fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS-3h. Yarı özşekilli piroksen fenokristalleri ve amfibol fenokristalleri ile hamuru oluşturan iğnemsi plajioklas mikrolitleri; çift nikol, örnek no: FS-2-1. D) Piroksen ve amfibol fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS-2-1.



Şekil 4.34: K70^{0}D yönlü andezit dayklarının ince-kesit fotoğrafları. A) Mükemmel dilinimli amfibol fenokristali, kısmen opak minerallerince ornatılmış amfibol fenokristalleri, polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristalleri ile kuvars fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-20. Amfibol fenokristali; tek nikol, örnek no: FS14-20-15. C) Amfibol fenokristalleri, plajioklas ve alkali feldspat fenokristalleri. D) Alkali feldspat fenokristali içinde zirkonlar; çift nikol, örnek no: FS-205.



Şekil 4.35: K85^{0}D yönlü bazalt dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) İskeletimsi olivin ve piroksen fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS-13. B) Çubuksu amfibol mineralleri; tek nikol, örnek no: FS-13. Çubuksu amfibol mineralleri ile prizmatik plajioklas fenokristalleri içinde iğnemsi apatit kristalleri; çift nikol, örnek no: FS-3j. Kaolinleşmiş ve karbonatlaşmış hamur içinde yarı özşekilli plajioklas fenokristali; çift nikol, örnek no: FS-3j.

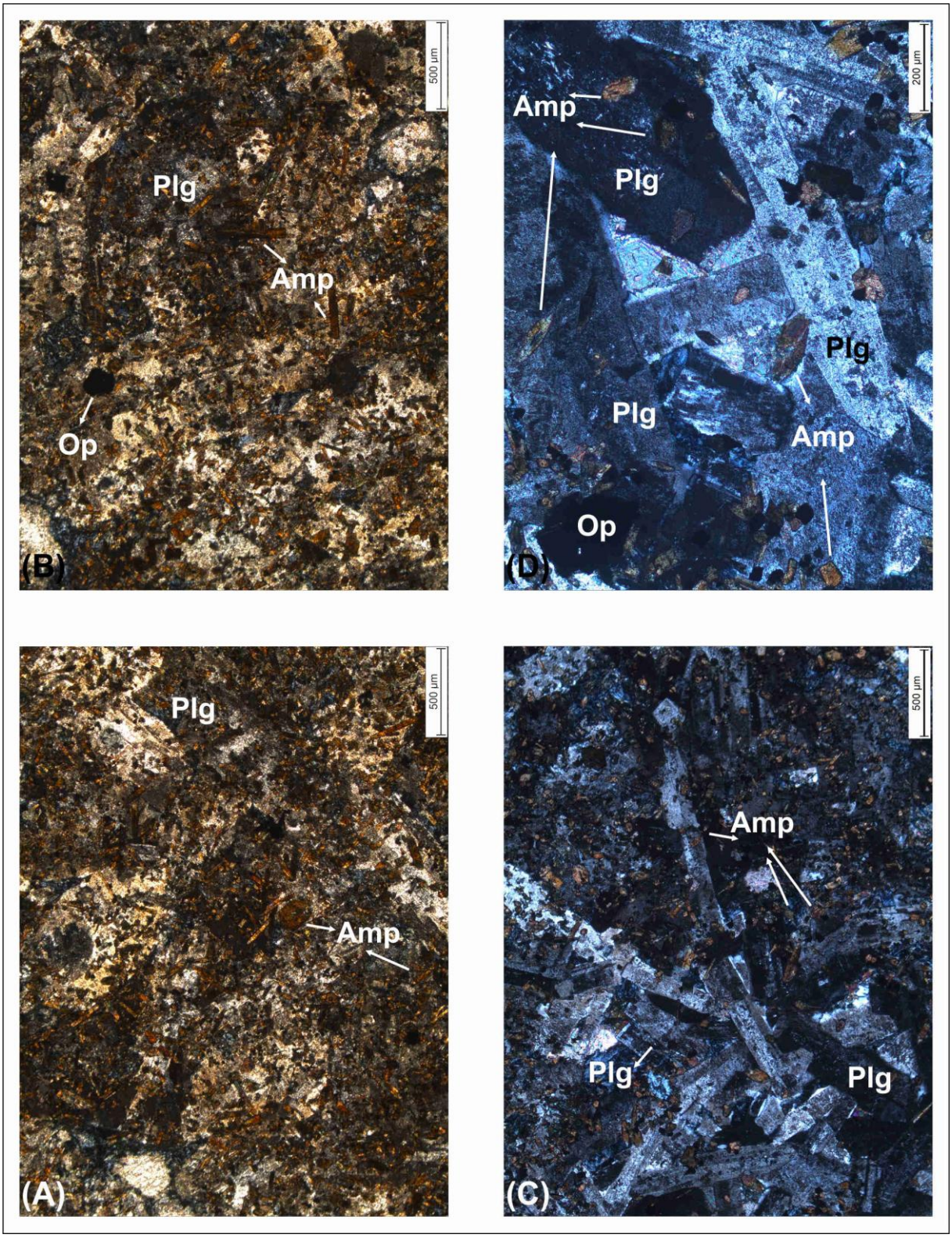


Şekil 4.36: K75^{0}D yönlü dasit dayklarının ince-kesit fotoğrafları. Çubuksu, yarı özşekilli ve özşekilli amfibol fenokristalleri, çift nikol, A için; tek nikol, B için, örnek no: FS-7D. Amfibol fenokristalinde gözlenen krona dokusu; tek nikol, örnek no: FS-101D. Serizitleşmiş, kaolinleşmiş ve karbonatlamış hamur içinde gözlenen polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristali; çift nikol, örnek no: FS-21D.

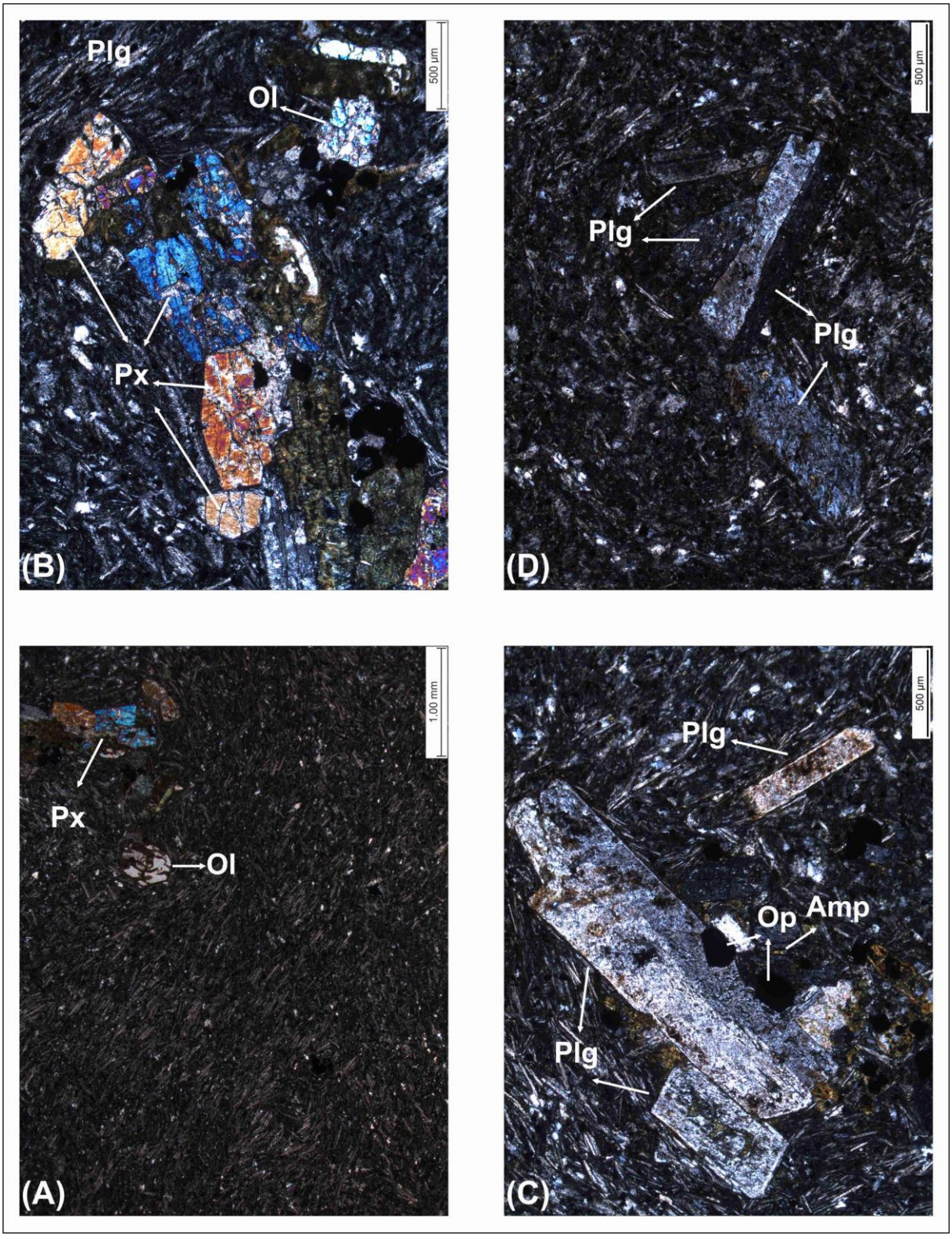
4.37-A-B-C-D), andezin türü olan plajioklas ile alkali feldspat fenokristalleri serizitleşme ve karbonatlaşma neticesinde, ilksel özelliklerini kaybettikleri görülür (Şekil-4.37-A-B-C). Doku tipleri porfirik, vitrofirik olarak gözlenir (Şekil 5.37; Tablo 4.4).

K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarında, olivin + piroksen + amfibol + plajioklaslar başlıca fenokristaller olarak gözlenmektedir. Daykları oluşturan hamur ise plajioklas + alkali feldspat mikrolitlerinden oluştuğu gözlenmektedir, ve kayaçlarda gözlenen opak mineraller manyetit + pirittir. Aksesuar mineraller apatit+zirkondur. Alterasyon türleri iddingsitleşme + serizitleşme + karbonatlaşmadır. İddingsitleşme neticesinde, şiddetli korozyona uğrayarak olivin-piroksen fenokristalleri, iskeletimsi kristal formlarına dönüştüğü gözlenir (Şekil 4.38-A-B) Hamurda dağılmış amfibol fenokristalleri özşekilli, yarı özşekilli, prizmatik ve iğnemsi kristallerde gözükür (Şekil 4.38-C). Plajioklas fenokristalleri özşekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenir, ve bazı örneklerde mikrolin hamur içerisinde prizmatik formlarda gözükür (Şekil 4.38-C-D). Polisentetik ikizlenmeler gösteren plajioklas minerallerinin türü andezin olarak saptanmıştır. K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarında doku tipleri porfirik, vitrofirik ve sferolitik olarak saptanmıştır (Şekil 4.38).

Yapılan petrografik gözlemler sonucunda, çalışılan dayk sistemlerinde metamorfizma izlerine rastlanılmadığı gözlenmektedir.



Şekil 4.37: K80^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A-B) Çubuksu ve yarı özşekilli amfibol fenokristalleri, serizitleşmiş ve karbonatlaşmış hamur içinde dağınık halde bulunan plajioklas kristalleri ile opak mineraller; çift nikol, örnek no: FS-5. B-C) Özşekilsiz ve yarı özşekilli amfibol fenokristalleri, polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristalleri ile opak mineraller; çift nikol, örnek no: FS-8.



Şekil 4.38: K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarına ait ince-kesit fotoğrafları. A) Mikrolin hamur içinde olivin, piroksen fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-50-2. B) İskeletimsi olivin fenokristali ile yüksek girişim rengindeki piroksen fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS14-50-2. C) Polisentetik ikizlenme gösteren plajioklas fenokristali ile özşekilsiz amfibol fenokristalleri; çift nikol, örnek no: FS-34. D) İğnemsi plajioklas kristalleri, plajioklas fenokristali; çift nikol, örnek no: FS-34A.

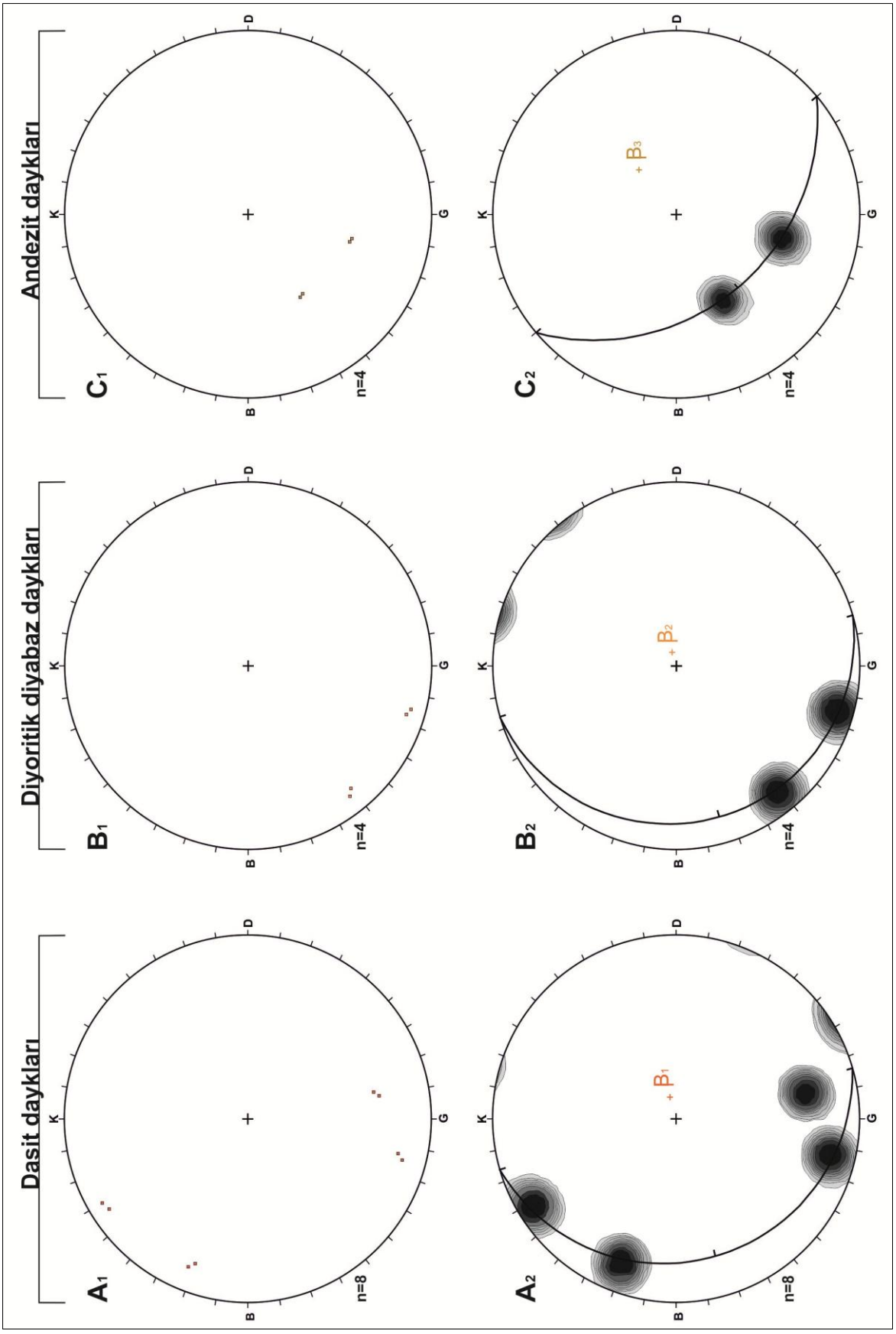
4.3. YAPISAL JEOLOJİ

Litosfer içindeki dayklar genel olarak kümeler halinde konumlanarak geometri tiplerine göre, bölgesel ve yersel dayklar olarak iki grupta toplanmaktadır. Bölgesel dayk kümeleri, yüzlerce kilometre boyunca takip edilebilir ve konumları birbirine paralel yüzlerce hatta binlerce dayk topluluklarından oluşabilmektedir. Bu gruptaki dayk kümelerinin tipik örneği Kuzey Atlantik Okyanusu' nun riftleşmesi ve açılması sırasında meydana gelen, Britanya' nın kuzeybatısında yer alan, KB-GD doğrultulu ve Alt Senozoyik yaşlı binlerce dayktan oluşan dayk kümeleridir (Richey, 1939; Hills, 1963; Johnstone, 1966). Yerel dayk kümeleri ise onlarca kilometre olan uzunluğa sahiptir; plütonların çevrelerinde gelişen dayk tiplerinden oluşmaktadır. Yerel dayk kümelerinin konumları, plütonun kenarlarına dik ışınsal bir yayılım göstermektedir. Bu grup dayklara Kuzey Amerika kıtasındaki plütonların çevrelerinde keşfedilen ışınsal dayklar, tipik referans olarak gösterilebilmektedir (Parsons, 1939; Johnson, 1961). Gözlemsel ve teorik araştırmalar neticesinde litosferde gerçekleşen ana-asal gerilme yönleri ile daykların yerleşim mekanizması arasında yakın bir ilişki olduğu bilinmektedir (Anderson, 1936; Pollard, 1987; Marinoni, 2000; Ramsay ve Lisley, 2000). Daykların doğrultusu dayk yerleşimi sırasında σ_1-σ_2 düzlemine paralel, σ_3'e dik olmaktadır. Dayk yerleşimi öncesi kıta kabuğu içinde σ_3' e dik yönde kırık oluşmaktadır; dayk bu kırıkları takip ederek ve kırığı genişleterek litosfer içinde alttan üste doğru ilerlemektedir (Anderson, 1936; Hills, 1963; Şen, 2012' den alınmıştır).

Dört gruba ayrılan İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ni kesen dayklar-siller her bir sistem içinde ayrı olarak değerlendirilmiştir. Her bir dayk tiplerinin nokta-gül diyagramları çizilerek daykların baskın yönelimleri belirlenmiştir. Schmidt ağların güney-batı kadranında yer alan n simgesi veri sayısını ifade etmektedir; ayrıca, dayklar-sillerin konumları ise Ek-1' de sunulan 1/1000 ölçekli jeoloji haritalara konularak her bir örnek numarası gri renkli dairelerde, ayrıca, belirtilmiştir.

4.3.1. I. Sistem Daykların Kinematikleri

I. sistemdeki daykların nokta ve gül diyagramlarına bakıldığında (Şekil 4.39), Yedigöller bölgesinde bulunan Kapıkaya granitini kesen dasit daykların kıvrım eksen konumunun (β_1) $K74^0D$ 76^0KD (Şekil 4.39-A_2); Akçakoca bölgesinde gözlemlenen Kurtköy formasyonunu kesen diyabaz daykların kıvrım eksen konumunun (β_2) $K74^0D$ 81^0KD (Şekil 4.39-B_2) ve Maltepe bölgesinde yer alan Kurtköy formasyonunu kesen andezit dayklarının kıvrım eksen konumunun (β_3) $K50^0D$ 64^0KD (Şekil 4.39-C_2) olduğu görülmektedir.



Şekil 4.39: I. sistem dayklarının nokta (A_1, B_1, C_1) ve gül (A_2, B_2, C_2) diyagramları (n=veri sayısı). Schmidt ağı, alt yarı küre.

4.3.2. II. Sistem Daykların Kinematikleri

II. sistem daykları kendi aralarında as gruplara ayrılarak değerlendirilmiştir. Bunlar sırasıyla, (a) Demirci para-gnayslarına sokulan dasit daykları; Kurtköy ve Aydos formasyonunu kesen bazaltik andezit daykları; Demirci para-gnayslarına ve Kurtköy formasyonuna sokulan dasit dayklarıdır. II. sisteme ait 'a' grubundaki daykların nokta ve gül diyagramları incelendiğinde (Şekil 4.40), Demirci para-gnaysları kesen dasit dayklarının baskın yönü $K80^0D$ (Şekil 4.40-A_2); Kurtköy ve Aydos formasyonunu kesen bazaltik andezit dayklarının hakim yönü $K50^0B$ (Şekil 4.40-B_2); Demirci para-gnayslarına, Kurtköy formasyonuna sokulan dasit dayklarının hakim yönü $K15^0B$ (Şekil 4.40-C_2) olarak bulunmuştur.

(b) Kurtköy formasyonunu kesen diyabaz daykları ve silleri; Yılanlı ile Kartal formasyonuna sokulan bazaltik andezit daykları; Demirci para-gnayslarına ve Kartal formasyonuna sokulan bazaltik andezit dayklarıdır. II. sisteme ait 'b' grubundaki daykların nokta ve gül diyagramları incelendiğinde (Şekil 4.41), Kurtköy formasyonuna sokulan diyabaz dayklar ve sillerin hakim yönü K-G (Şekil 4.41-A_2); Yılanlı ile Kartal formasyonunu kesen bazaltik andezit dayklarının hakim yönü $K15^0D$ (Şekil 4.41-B_2) ve Demirci para-gnaysları ile Kartal formasyonunu kesen bazaltik andezit dayklarının hakim yönü $K5^0D$ (Şekil 4.41-C_2) olarak bulunmuştur.

4.3.3. III. Sistem Daykların Kinematikleri

III. sistem daykları kendi aralarında as gruplara ayrılarak değerlendirilmiştir. Bunlar sırasıyla, (a) Demirci para-gnaysları, Yellice meta-volkanikleri ve Kurtköy formasyonunu kesen bazalt daykları; Demirci para-gnaysları ile Kurtköy formasyonunu kesen andezit daykları; Demirci para-gnaysları ile Çele meta-ofiyolitine sokulan granit daykları ve silleridir. II. sisteme ait 'a' grubundaki daykların nokta ve gül diyagramları incelendiğinde (Şekil 4.42), Demirci para gnaysları, Yellice meta-volkanikleri, Kurtköy formasyonunu kesen bazalt dayklarının baskın yönü $K40^0$-50^0D (Şekil 4.42-A_2); Demirci para-gnayslarına, Kurtköy formasyonuna sokulan andezit dayklarının baskın yönü $K80^0B$ (Şekil 4.42-B_2) ve Demirci para-gnayslarına sokulan granit dayklarının baskın yönü $K75^0D$, Çele meta-ofiyolitini kesen granit dayklarının baskın yönü $K40^0D$ (Şekil 4.42-C_2) olarak bulunmuştur.

(b) Kapıkaya granitine, Demirci para-gnayslarına ve Dolayoba formasyonuna sokulan andezit dayklarıdır. II. sisteme ait 'b' grubundaki daykların nokta ve gül diyagramları incelendiğinde (Şekil 4.43), Kapıkaya granitine sokulan andezit dayklarının baskın yönü $K80^0D$ (Şekil 4.43-

A_2); Demirci para-gnaysları, Dolayoba formasyonunu kesen andezit dayklarının baskın yönü $K50^0D$ (Şekil 4.43-B_2) olarak tespit edilmiştir.

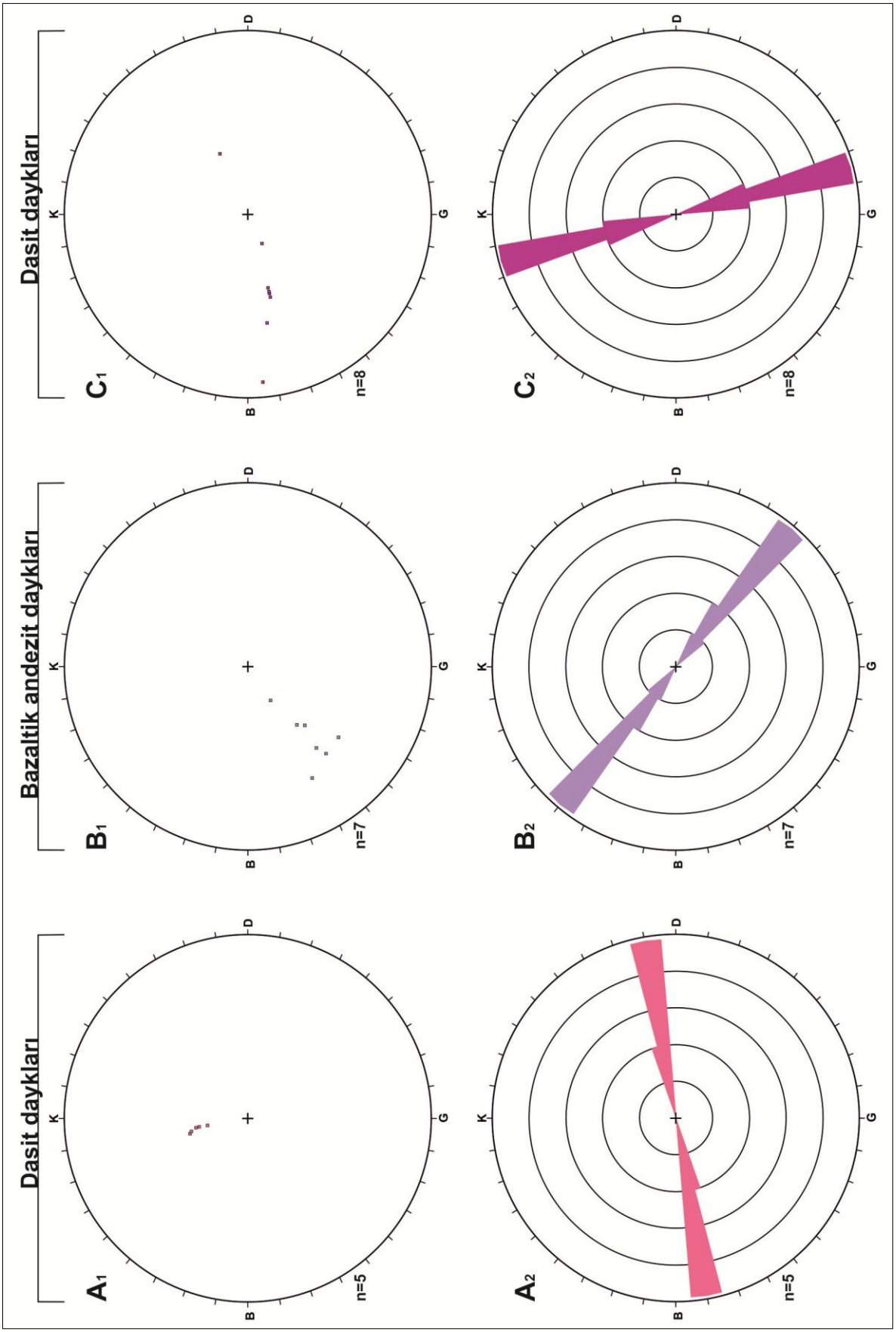
4.3.4. IV. Sistem Daykların Kinematikleri

IV. sistem daykları kendi aralarında as gruplara ayrılarak değerlendirilmiştir. Bunlar sırasıyla, (a) Yellice meta-volkaniklerine ve Kurtköy formasyonuna sokulan bazalt daykları; Kurtköy formasyonunu kesen lamprofir daykları; Kurtköy ve Kartal formasyonuna sokulan lamprofir dayklarıdır. III. sisteme ait 'a' grubundaki daykların nokta ve gül diyagramlarına bakıldığında (Şekil 4.44), Yellice meta-volkaniklerine, Kurtköy formasyonuna sokulan bazalt dayklarının baskın yönü $K40^0D$ (Şekil 4.44-A_1); Kurtköy formasyonuna sokulan lamprofir dayklarının da baskın yönü $K10^0D$ (Şekil 4.44-B_1); Kurtköy-Kartal formasyonunu kesen lamprofir daykları $K20^0D$ yönlü (Şekil 4.44-C_1) olarak tespit edilmiştir.

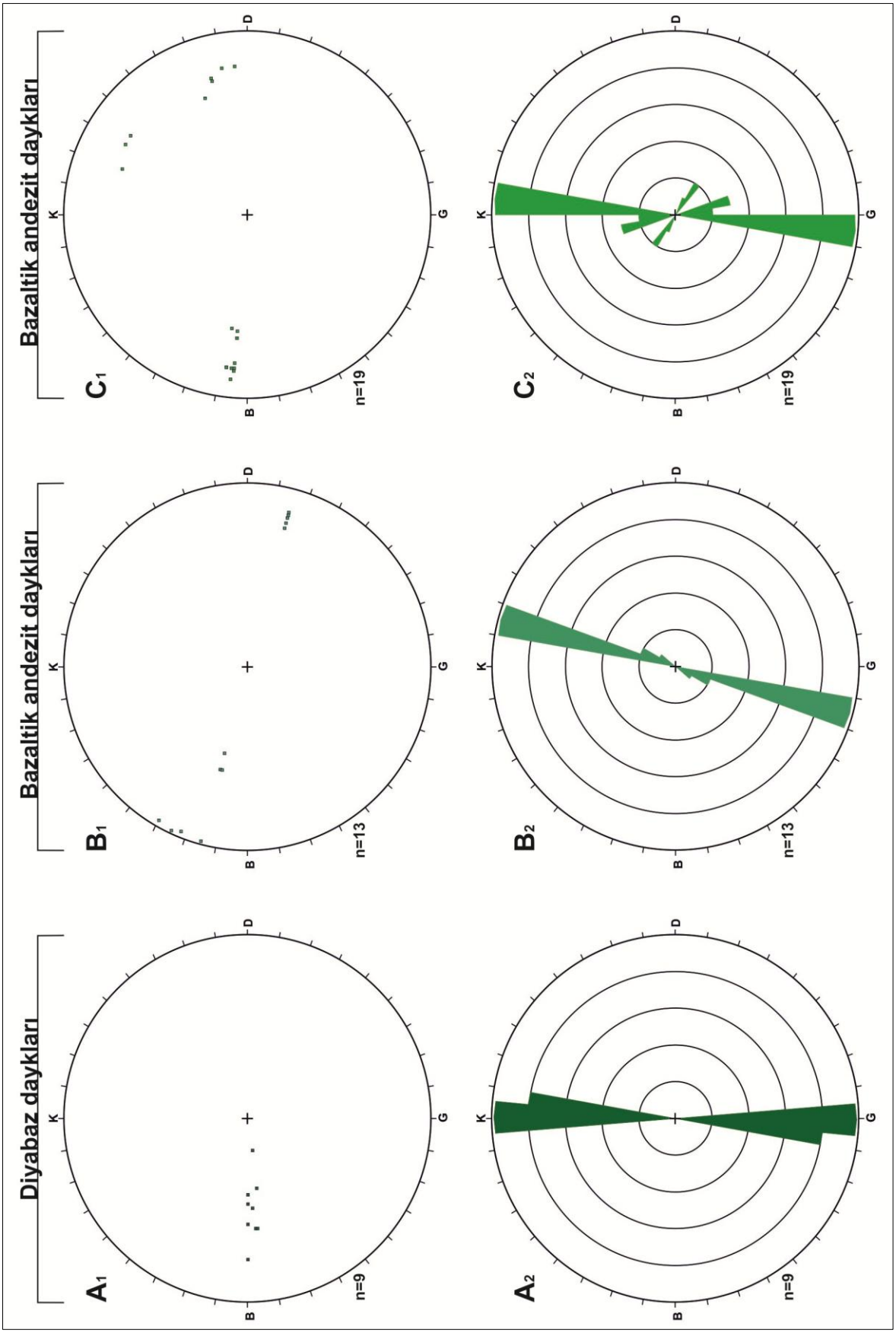
(b) Kurtköy formasyonunu kesen andezit daykları; Kurtköy ve Kartal formasyonuna sokulan bazalt dayklarıdır. III. sisteme ait 'b' grubundaki daykların nokta ve gül diyagramları (Şekil 4. 45) incelendiğinde, Kurtköy formasyonuna sokulan andezit dayklarının baskın yönü $K60^0D$ (Şekil 4.45-A_2); Kurtköy ve Kartal formasyonunu kesen bazalt dayklarının baskın yönü D-B (Şekil 4.45-B_2) olarak bulunmuştur.

(c) Demirci para-gnaysları, Kurtköy formasyonunu kesen andezit daykları; Kurtköy ile Kartal formasyonunu kesen bazalt daykları; Kurtköy ile Gözdağ ve Dolayoba formasyonuna sokulan dasit stok-dayk-sillerdir. III. sisteme ait 'c' grubundaki daykların nokta ve gül diyagramlarına bakıldığında (Şekil 4.46), Demirci para-gnaysları ile Kurtköy formasyonuna sokulan andezit dayklarının baskın yönü $K70^0D$ (Şekil 4.46-A_2); Kurtköy-Kartal formasyonunu kesen bazalt dayklarının baskın yönü $K85^0D$ (Şekil 4.46-B_2); Kurtköy, Gözdağ, Dolayoba formasyonunu kesen dasit dayklarının baskın yönü $K75^0D$ (Şekil 4.46-C_2) olarak bulunmuştur.

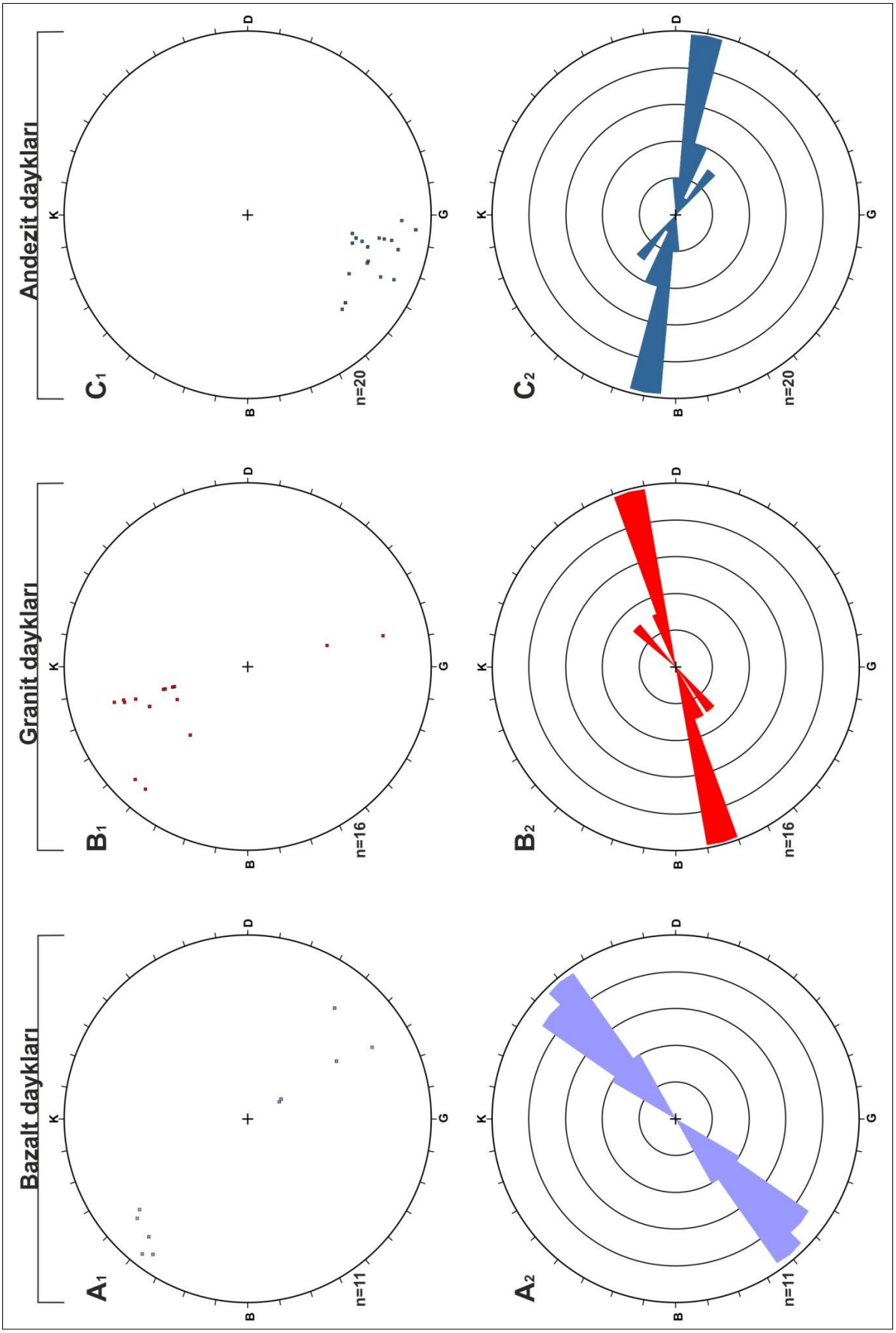
(d) Kurtköy, Dolayoba ve Kartal formasyonunu ile Gülsuyu dasitine sokulan bazaltik andezit daykları; Kapıkaya granitine ile Kurtköy, Dolayoba ve Kartal formasyonuna sokulan bazaltik andezit dayklarıdır. III. sisteme ait 'd' grubundaki daykların nokta ve gül diyagramları (Şekil 4.47) incelendiğinde, Kurtköy, Dolayoba, Kartal formasyonuna ve Gülsuyu dasitine sokulan bazaltik andezit dayklarının baskın yönü $K80^0B$ (Şekil 4.47-A_2); Kapıkaya granitini, Kurtköy ile Dolayoba ve Kartal formasyonunu kesen bazaltik andezit dayklarının hakim olan yönü ise $K20^0B$ (Şekil 4.47-B_2) olarak tespit edilmiştir.



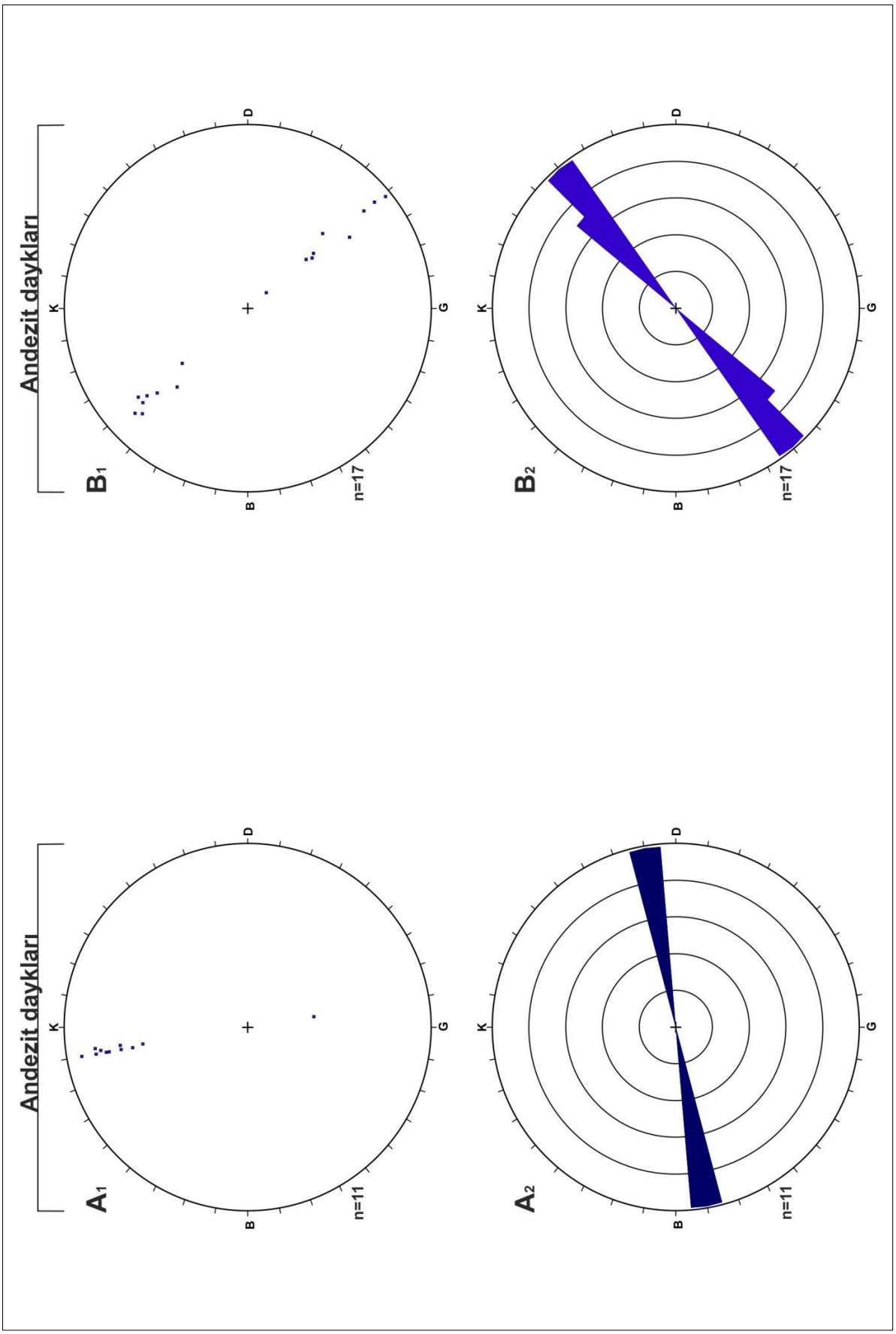
Şekil 4.40: II. sistem dayklarının nokta (A_1, B_1, C_1) ve gül (A_2, B_2, C_2) diyagramları (n=veri sayısı). Schmidt ağı, alt yarı küre.



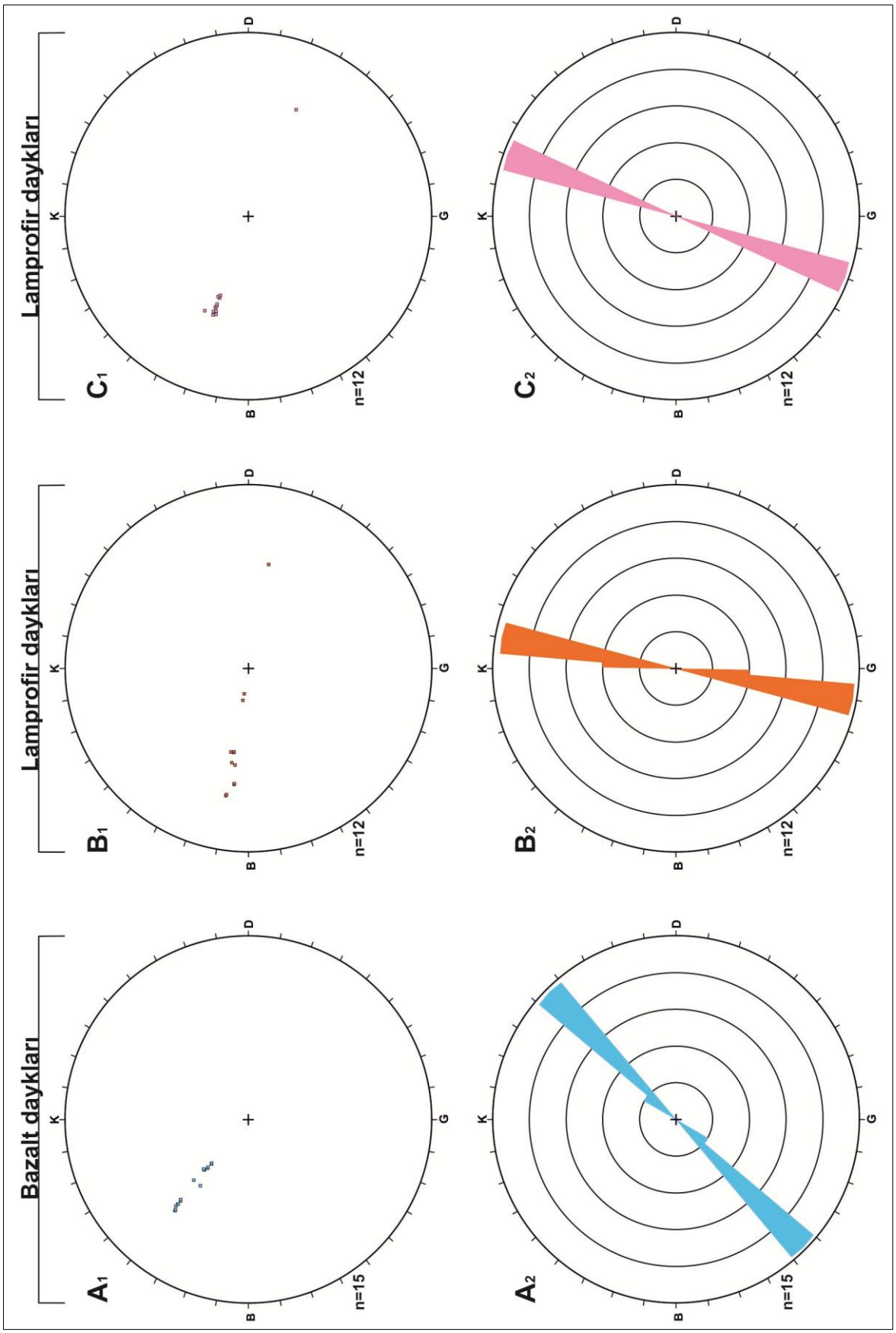
Şekil 4.41: II. sistem daykların nokta (A_1, B_1, C_1) ve gül (A_2, B_2, C_2) diyagramları (n=veri sayısı). Schmidt ağı, alt yarı küre.



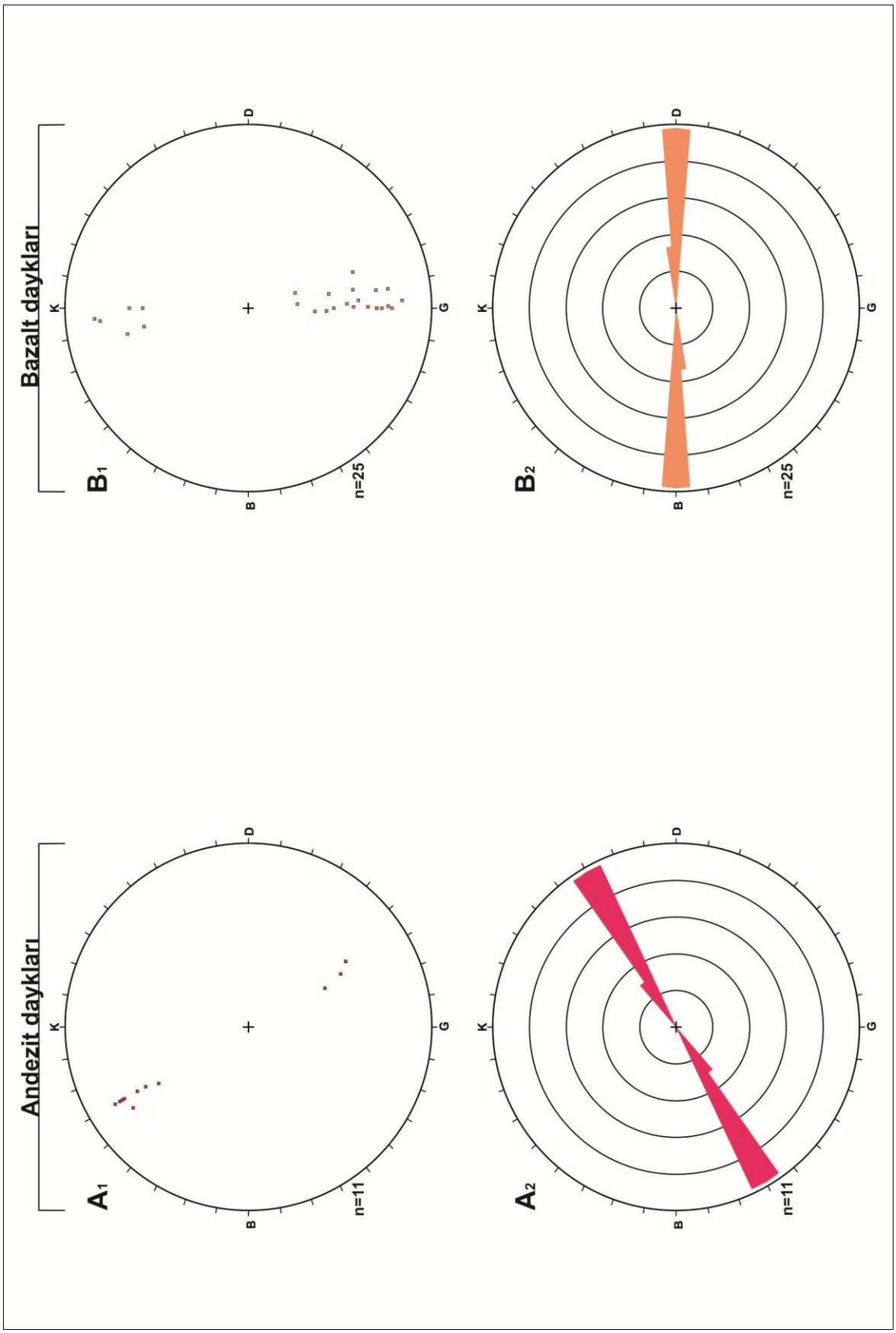
Şekil 4.42: III. sistem dayklarının nokta (A_1, B_1, C_1) ve gül (A_2, B_2, C_2) diyagramları (n=veri sayısı). Schmidt ağı, alt yarı küre.



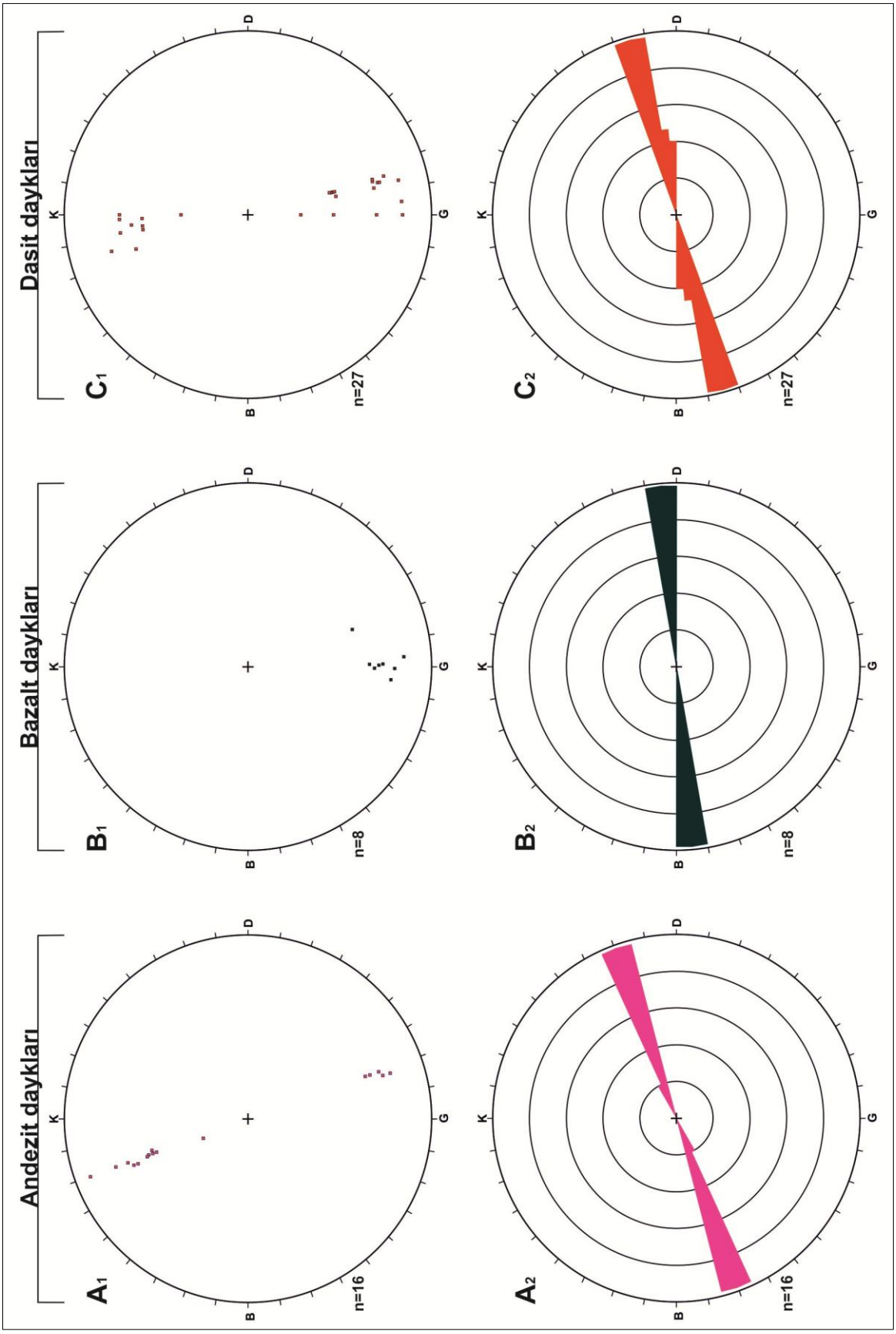
Şekil 4.43: III. sistem daykların nokta (A_1, B_1, C_1) ve gül (A_2, B_2, C_2) diyagramları (n=veri sayısı). Schmidt ağı, alt yarı küre.



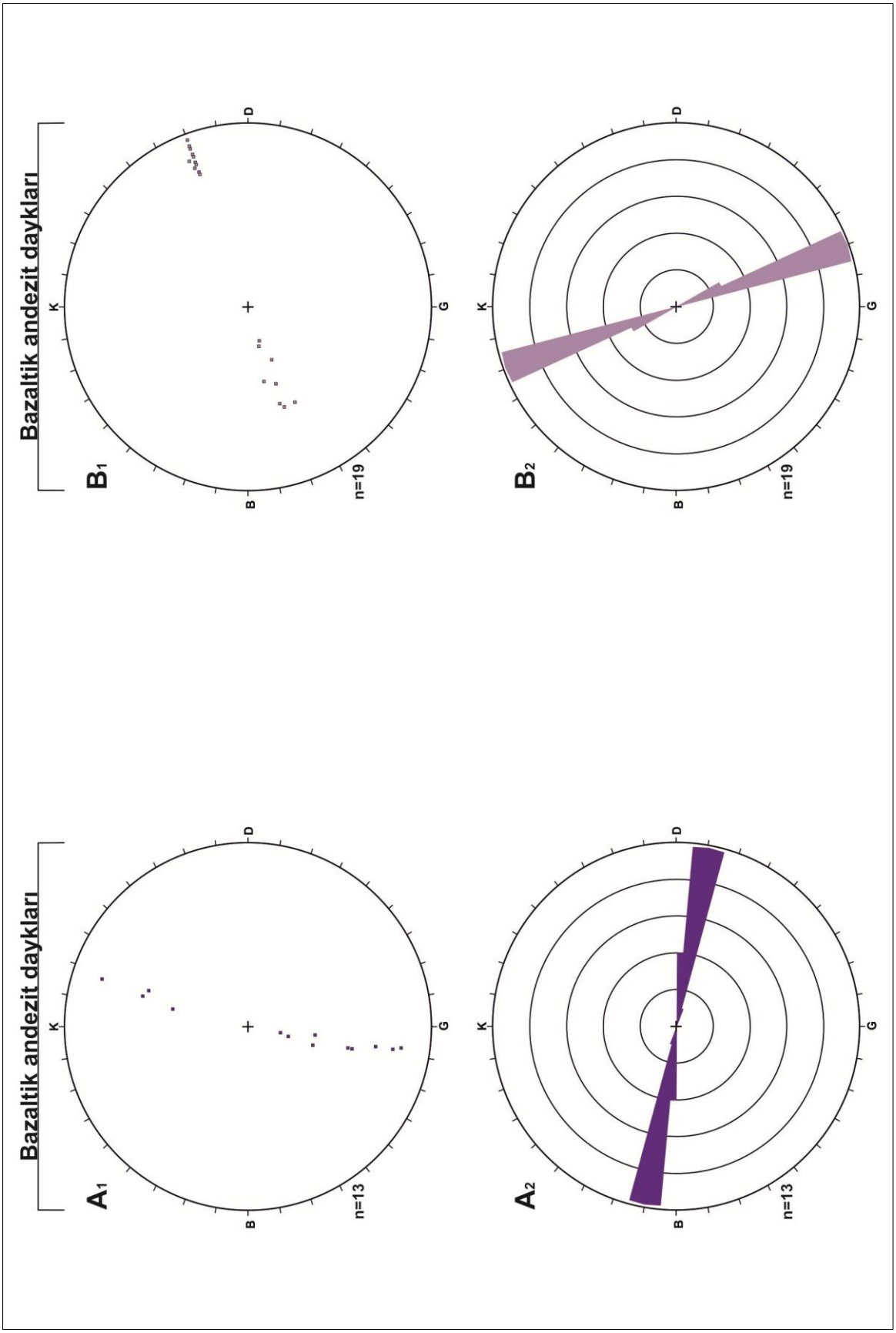
Şekil 4.44: IV. sistem dayklarının nokta (A_1, B_1, C_1) ve gül (A_2, B_2, C_2) diyagramları (n=veri sayısı). Schmidt ağı, alt yarı küre.



Şekil 4.45: IV. sistem dayklarının nokta (A_1, B_1, C_1) ve gül (A_2, B_2, C_2) diyagramları (n=veri sayısı). Schmidt ağı, alt yarı küre.



Şekil 4.46: IV. sistem daykların nokta (A_1, B_1, C_1) ve gül (A_2, B_2, C_2) diyagramları (n=veri sayısı). Schmidt ağı, alt yarı küre.



Şekil 4.46: IV. sistem dayklarının nokta (A_1, B_1, C_1) ve gül (A_2, B_2, C_2) diyagramları (n=veri sayısı). Schmidt ağı, alt yarı küre.

4.4. JEOKRONOLOJİ (ZİRKON YAŞ ANALİZİ)

U-Th-Pb yaş analizi yöntemi, U-Th elementlerinin radyoaktif bozunması neticesinde, duraylı Pb izotoplarına dönüşmesi temeline dayanmaktadır. Doğadaki U elementinin ^{238}U ile ^{235}U ve ^{234}U; Th elementinin ^{232}Th radyojenik izotopları mevcuttur. Pb elementinin ^{206}Pb ile ^{207}Pb ve ^{208}Pb radyojenik izotopları ile ^{204}Pb radyojenik olmayan izotopları vardır, ve ^{238}U radyoaktif bozunma ile ^{206}Pb radyojenik izotopuna; ^{235}U radyojenik izotopu da ^{207}Pb izotopuna ve ^{232}Th radyojenik izotopu ^{208}Pb radyojenik izotopuna bozunur, ve ^{204}Pb ise radyojenik olmayan bir izotoptur ve kayaçlarda doğal yollarda bulunur (Allegre, 2008).

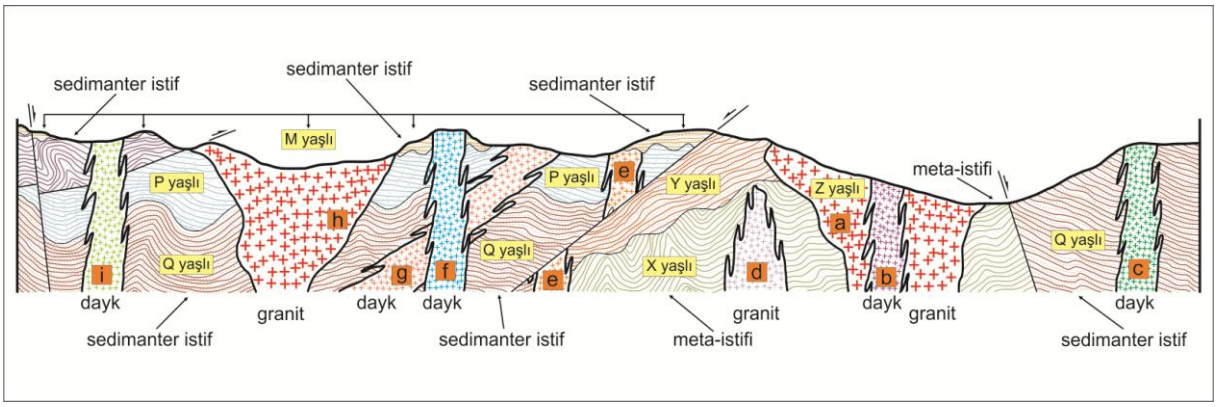
U, Th ve Pb elementlerinin konsantrasyonları yer mantosunda çok düşük olması ve mantonun kısmi ergimesi neticesinde, bahsi geçen bu elementlerin ise sıvı faza geçmesi ile ilişkilidir Dickin, 2005). Böylelikle, mantoya oranla kabukta bu elementlerce bir zenginleşme meydana gelir. Kayaç yapıcı minerallerde bu elementlerin konsantrasyonları çok düşüktür; fakat zirkon ile monazit, allanit ve apatit gibi tali minerallerde bu elementlerin konsantrasyonları yüksektir (Dickin, 2005). Magmatik, metamorfik ve sedimanter kayaçlarda tali mineral olarak bulunan zirkon minerali yaşlandırma analizlerinde en çok kullanılan mineral olarak referans özelliğine sahiptir. U ve Th elementleri zirkon minerallerinin kristalizasyon zarfında, mineral yapılarına katılmalarına karşın bu süreç içinde Pb elementi zirkon minerallerinin bünyelerine katılmaz (Dickin, 2005). Zirkon minerallerinin kristalizasyon süreçleri tamamlandıktan sonra, U ve Th elementlerinin radyoaktif bozunması ile Pb elementi oluşmaya başlar ve zirkon minerallerinin içindeki U, Th ve Pb elementlerinin konsantrasyonlarının ölçülmesi, ve Pb elementinin izotop kimyasının belirlenmesi ile, zirkonların yaşı bulunur (Dickin, 2005).

Modern jeolojide zirkon mineralleri üzerinde yapılan yaşlandırılma yöntemlerinde, magmatik ve metamorfik zirkon terimleri çokça kullanılır. Magmatik ile metamorfik zirkonların ayırımı Ahreans vd. (1967)' ye göre, analiz edilen zirkonların Th/U oranları temelinde tayin edilir, ve Th/U >0.1 durumunda magmatik zirkon; Th/U <0.1 durumunda ise metamorfik zirkon olarak tanımlanır; ancak Fraser vd. (1997), Liati ve Gebauer (1999), Rubatto vd. (1999) ile Hoskin ve Black (2000)' e göre metamorfik zirkonlar re-kristalizasyon sırasında (protolitik magmatik zirkonun katı halde tekrar kristallenmesi), metamorfik reaksiyonlar sırasında (basınç-sıcaklık şartları temelinde gömülme), ve başka bir magmatizma sırasında oluşan sulu sıvı-akışkanların dolaşımı sırasında (tektono-termal olay) oluşabilir ve Th/U oranları bu ayrımda yanıltıcıdır ve analizleri yapılan zirkonların katoduluminisans-CL görüntüleri incelenmelidir, ve metamorfik

zirkonlarda, zirkonlar içindeki zonlanmayı çevreleyen beyaz lekelenmeler ya da kısmi olarak bu beyaz lekelenmeler tipiktir ve analizi yapılan zirkonların toplandığı kayaç, metamorfik bir kayacı temsil etmediği koşullarda bahsedilen bu beyaz lekelenmeler, kayacın kristalizasyonu sonrası, bölgenin deformasyona yada bölgede farklı bir magmatizmadan ortaya çıkan akışkan termodinamiğine maruz kaldığına işaret eder; ayrıca Rubatto ve Hermann (2003)' e göre, bu lekelenmeler Pb kayıplarından kaynaklanır.

Zirkon minerali üzerinden yapılan yaş yöntemi modern jeolojide en etkin yaşlandırma tekniği olarak kabul edilir. Bu yöntem ile, granit gibi derinlik magmatik kayaların, lav gibi yüzeyde akan volkanik kayaların kristalizasyon yada sedimanter kökenli olan kayaların sedimantasyon yaşları tespit edilir. Ancak, küçük magmatik sokulumlar olarak bilinen ve kalınlıkları cm' den m' ye kadar değişen dayk ve sillerde zirkon minerali üzerinden yaşlandırılma yapılır iken, yaş alınan zirkonların o dayk-silleri temsil edip etmemesine dikkat edilmesi zorunludur. Örneğin; daykların çalışıldığı alan Şekil 4.47' deki gibi olduğu düşünüldüğünde, öncelikli olarak dayk ve granitler gibi sokulumlar dışında olan kayaların birbirleriyle olan ilişkilerinin belirlenmesi zorunludur. Şekil 4.47' de verilen ölçeksiz jeolojik enine kesitte kayaların birbirine göre bağıl yaşları X>Y>Q>P olarak açıkça görülmektedir, ve bu kayalara T yaşında bir kayaç topluluğu bindirmektedir. T yaşlı kayaç grubunu örten M yaşlı kaya grubu, aynı zamanda, P yaşlı kayaç grubunu da örtmektedir. Böylelikle, dayk-granitler gibi sokulumlar dışındaki kaya gruplarının bağıl yaşları, T>X>Y>Q>P>M şeklinde yorumlanır. Bu yaş skalasına daykların ve granitlerin yaşlarını da eklemek gerekilirse, Z yaşlı olan a graniti yalnızca X ve Y yaşlı kayaç gruplarını kesmesi, X ve Y yaşlı kaya gruplarından daha genç olduğunu ifade eder ve b daykı a granitini kesmesinden ötürü b daykı a granitinden daha genç olduğunu gösterir. c daykı ise yalnızca Q yaşlı kayaç grubunu kesmesi c daykının X ve Y yaşlı kayaç gruplarından daha genç olduğunu göstermektedir. d daykı ise yalnızca X yaşlı kayaç grubunu kesmesinden dolayı Y yaşlı kayaç grubundan daha yaşlı olduğunu yada d daykı Y yaşlı kaya grubunu kesecek kadar morfolojik olarak üst kotlardaki Y yaşlı kayaç grubuna sokulamamış olabileceğini ifade eder. e daykı Y, Q ve P yaşlı kayaç gruplarını kesmesi, e daykının bu yaştaki kayaç gruplarından daha da genç olduğunu; ancak M yaşlı kayaç grubu tarafından örtülmesiyle M yaşlı kayaç grubundan daha yaşlı olduğunu gösterir. g daykı Q ve P yaşlı kayaç grubundan daha genç; ancak M yaşlı örtü kayaç grubundan daha yaşlı olabileceğini belirtir. f daykı g daykını ve M yaşlı kayaç grubunu kesmesiyle bölgenin en genç daykı olabileceğini göstermektedir. h graniti Q ve P yaşlı kayaç gruplarını kestiği görülmektedir, ve M yaşlı örtü birimlerini kestiği; fakat M yaşlı birimlerin o

alanda aşındığı görülür. i daykı Q-P yaşlı kaya gruplarına ve T yaşlı kaya grubuna sokulduğu görülür ve M yaşlı örtü birimleri i daykını örtmüş ya da M yaşlı örtü birimleri aşınmıştır.



Şekil 4.47: Daykların yerleşimi sırasında yan kayaç konumundaki metamorfik, magmatik ve sedimanter kayaçların içinde olan detrital ve magmatik zirkonların daykların içinde olabileceğini anlatan ölçeksiz şematik kesit. Bu jeolojik enine kesitte, X ve Y yaşındaki kayaç grupları metamorfik kayaçları; Q ve P yaşındaki kayaç grupları sedimanter kayaçları; T yaşındaki kayaç grubu metamorfik kayaçları; a sokulumu Z yaşında olan granit kütlesini; h graniti radyometrik yaşı bilinmeyen bir granit kütlesini; b, c, d, e, f, g ve i harfleri ise radyometrik yaşı bilinmeyen daykları temsil etmektedir.

Daykların kesme ve kesilme ilişkisine göre yapılan gözlemler neticesinde, dayklar tarafından kesilen yan kayacın sedimantasyon, magmatizma, metamorfizma yaşlarının bilinmesi gerekir. Çünkü, daykların yerleşim mekanizmasına göre, yan kayaçlardan irili-ufaklı kayaç parçaları, zirkon kristalizasyonu tamamlanan yarı ergiyik magmanın içine düşer, zirkon kristalizasyon sıcaklığının altında olan yarı ergiyik magma (~800 ^{0}C) içinde tüm kayaç parçaları ve kayacın içindeki mineraller ergiyik hale gelerek magma içine dahil olurlar; fakat zirkon kristalizasyon sıcaklığının altında olan yarı ergiyik magmada ise yan kayaçtan gelen zirkon mineralleri kalık olarak kalır. Daykların içinde kalık olarak gözlenen zirkon mineralleri aşınmış ve yarı aşınmış (yan kayaç sedimanter istif yada meta-sedimanter istif) yada aşınmamış (yan kayaç magmatik yada volkanik kayaç) olarak gözlenebilir. Böylelikle, Z yaşındaki a granitinin kenar zonunda X ve Y yaşlı kaya grubuna ait kırıntılı zirkonlar; b yaşlı olan daykın içerisinde a yaşlı granitin kristalizasyonu ile ilişkili zirkonlar; c daykında Q yaşlı kayaç grubuna ait kırıntılı zirkonlar, d daykında X yaşlı kaya grubuna ait kırıntılı zirkonlar; e daykında Q-P-M yaşlı kaya gruplarına ait kırıntılı zirkonlar; g daykında da Q, P ve M yaşlı kayaç gruplarına ait kırıntılı zirkonlar; f daykında, g daykının kristalizasyonu ile ilişkili zirkonlar ve Q, P ve M yaşlı kayaç gruplarına ait kırıntılı zirkonlar; h granitinin kenar zonlarında, Q, P ve M yaşlı kayaç gruplarına ait olan kırıntılı zirkonlar; i daykında ise Q, P ve T (M' de olasılıklar dahilinde) yaşlı kayaç gruplarına

ait kırıntılı zirkonlar bulunabilir (Şekil 4.47). Dayklar, dayk yerleşimi sırasında yan kayaçtan zirkon alabilmesinden dolayı, dayklardan yada sillerden bulunan zirkon minerallerinin dayk-silin kristalizasyonuyla ilişkili ve yan kayadan gelen kırıntılı-kalık zirkonların olup olmadığını anlayabilmek için zirkon minerallerine ait katoduluminisans (CL) görüntüleri çok dikkatli ve titizlikle incelendikten sonra yorum yapılması, bölgenin jeodinamik modelinin kurgulanması açısından en sağlıklı yol olarak görülmektedir (Dr. I. Peytcheva, yazılı görüşme, Ekim, 2016).

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı temel kayaçlarını ve bu ünitelerin Paleozoyik yaşlı sedimanter istiflerini kesen dayk-sillerin kristalizasyon yaşlarını belirlemek maksadıyla I., II., III. ve IV. sistem dayklarına ait her bir alt dayk tiplerinden U-Pb zirkon yaş analizleri yapılmıştır ve analiz sonuçları Ek-2' de tablolar halinde verilmiştir. Bu dayk-sillerin kristalizasyon yaşlarını hesaplamak için $^{206}Pb/^{238}U$ / $^{207}Pb/^{235}U$=0.90-1.10 arasındaki değerler (konkordan yaşlar) konkordiya diyagramlarına iz düşürülmüştür. Dayk-sillerin kristalizasyon yaşları dışında bazı zirkonların çekirdek yaşları, iç-dış zon yaşları ile zirkonların çevrelerinde gözlenen beyaz lekelerden tektono-termal yaşlar alınarak ilgili diyagramlara konulmuştur, ve dayk yerleşimi esnasında, yan kayaçtan gelen kırıntılı (kalık) zirkonlar yaş-olasılık yoğunluğu diyagramlarına iz-düşürülmüştür.

Daykların yerleşimi sırasında yan kayaçtan aldığı kırıntılı-kalık zirkonlar, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ndeki İstanbul birliği (FS-2-1, FS-13, FS-7D ve FS-5) ve Zonguldak birliği (FS14-101, FS14-15-2 ve FS14-12-1) için ayrı olarak diyagramlarda tartışmalar bölümünde değerlendirilmiştir, ve her bir dayktan gelen kırıntılı (kalık) zirkonlardan İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin kaynak analizi Ustaömer vd. (2011) verileri ile karşılaştırılmıştır. Ayrıca dayklardan elde edilen zirkonlara ait çekirdek ve tektono-termal yaşları ise Ramos vd. (2015) konseptinde hangi jeodinamik olayları temsil ettiği jeokronolojik sıra ile yazılarak tartışmalar bölümünde verilmiştir, ve İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin geçirdiği jeolojik evrimin safhaları ortaya çıkartılmıştır.

4.4.1. I. Sistem Daykların Zirkon (U-Pb) Yaş Analizleri

Yedigöller' de, Kapıkaya granitine sokulan dasit dayklarından (β_1=K74^{0}D 76^{0}KD) FS14-46-1 örneği; Düzce' de, Kurtköy formasyonuna sokulan diyabaz dayklarından (β_2=K74^{0}D 81^{0}KD) FS14-101 örneği; İstanbul' da, Kurtköy formasyonunu kesen andezit dayklarından (β_3=K50^{0}D 64^{0}KD) FS-4D örneği U-Pb yöntemi ile yaşlandırılmıştır (Ek-2-1; Şekil 4.48-49).

4.4.1.1. Kıvrımlanmış dasit daykı (FS14-46-1)

7 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.48-A). Yaş analizi yapılmış örnekteki zirkonların U konsantrasyonu 273-1150 ppm, Th/U oranları ise 0.20-1.79 arasındadır (Ek-2-1). Zirkon kristallerinin katoduluminisans (CL) görüntülerine göre, her bir zirkonun zonlu bir yapı sergiledikleri gözlenmesi (Şekil 4.48-A), bu zirkonların magmatizma sonucu kristallenmiş olduğunu gösterir. Zirkon minerallerinin pek çok çoğu kırılmış olmasına rağmen öz şekilli formlarında olduğu görülür ve boyutları 63-180 μm arasında değişmektedir.

Bu örneğin konkordiya yaşı 556.7 ± 3.6 my (Şekil 4.49-A-1), ve ortalama yaşı ise 555.5 ± 3.8 my (Şekil 4.49-A-2) olarak belirlenmiştir; ayrıca, 3 adet zirkondan çekirdek yaşları (579 my-577 my-565 my) alınmıştır. Bu yaşlara ek olarak, bazı zirkon kristallerinin beyaz lekelerinden ve dış zonundan ise tektono-termal yaşlar (540 my-525 my-281 my-263 my-109 my) elde edilmiştir (Ek-2-1; Şekil 4.48-A; Şekil 4.49-A-1).

4.4.1.2. Kıvrımlanmış diyabaz daykı (FS14-101)

12 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.48). Yaşları elde edilen zirkonların U konsantrasyonu 62-1200 ppm, Th/U oranları ise 0.12-0.83 arasındadır ve zirkonların katoduluminisans görüntülerine göre, 101-15 kodlu zirkon dışında tüm zirkonların magmatik bir zon içerdikleri görülmektedir; ayrıca bu zirkon kristallerinden 3 tanesi (101-14-101-16), daykın yerleşimi sırasında yan kayadan almış olduğu kırıntılı-kalık zirkonlar olduğu, bu zirkon kristallerindeki zonların aşınmış olmasından, anlaşılır (Şekil 4.48-B). Bahsi geçen bu zirkonlar haricindeki zirkonlar öz şekilli ve uzun-prizmatiktir, boyutları 63-180 μm' dir.

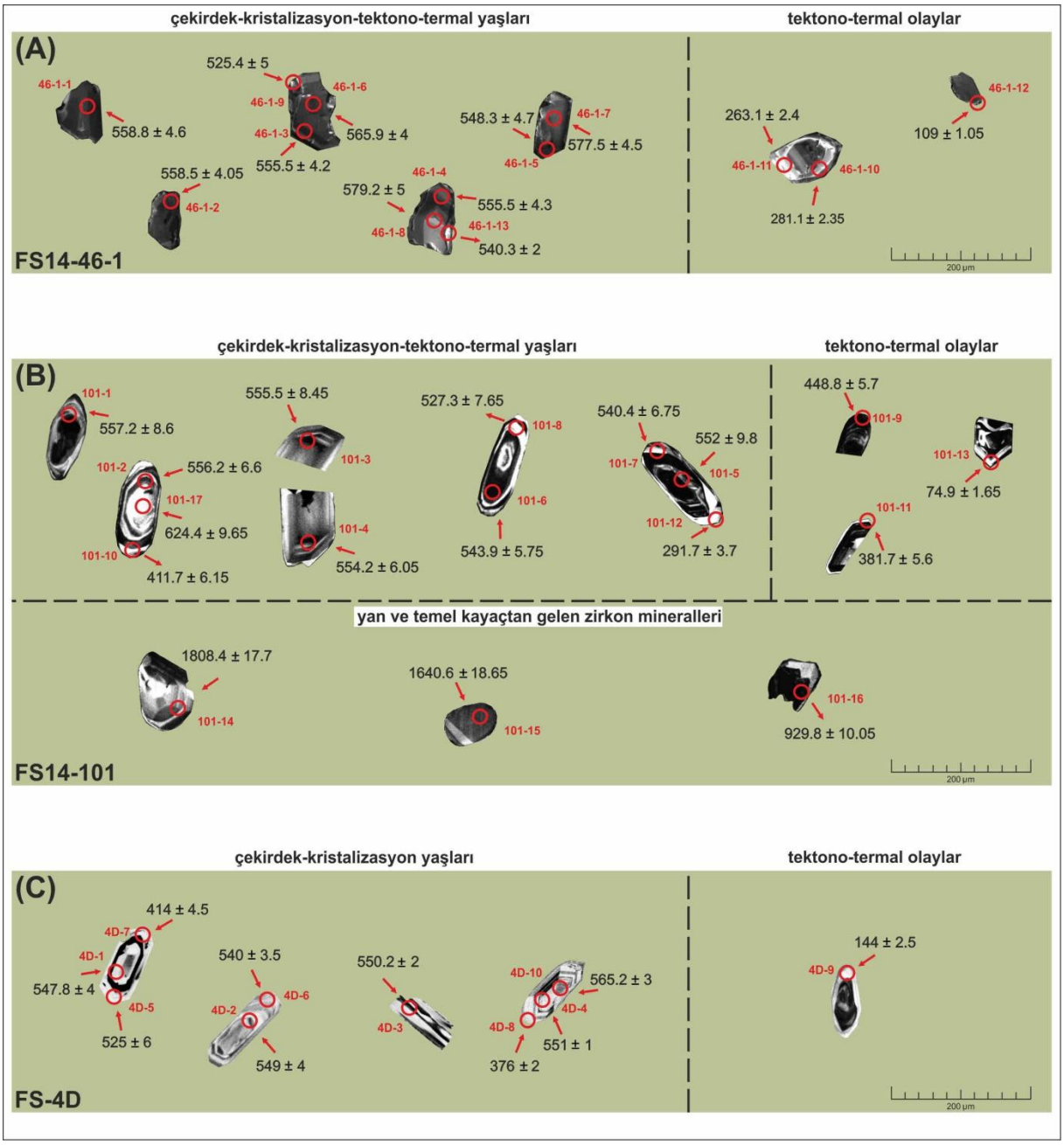
Bu örneğin konkordiya yaşı 552.4 ± 3.0 my (Şekil 4.49-B-1), ve ortalama yaşı ise 550 ± 11 my (Şekil 4.49-B-2) olarak bulunmuştur; ayrıca, 556.2 ± 6.6 my yaş alınan zirkonun çekirdek yaşı 624 my' dır (Şekil 4.48-B; Şekil 4.49-B-1), ve bazı zirkon kristallerinin dış zonundan ve beyaz lekelerinden tektono-termal yaşlar (527 my, 448 my, 411 my, 381 my, 291 my, 74 my) elde edilmiştir (Ek-2-1; Şekil 4.48-B; Şekil 4.49-B-2).

4.4.1.3. Kıvrımlanmış andezit daykı (FS-4D)

5 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.48-C). Yaş analizi yapılmış örnekteki tüm zirkonların U konsantrasyonu 98-452 ppm ve Th/U oranları 0.16-1.45 arasındadır (Ek-2-1). Zirkon kristallerinin katoduluminisans (CL) görüntülerine göre, her bir zirkonun zonlu bir yapıda olması (Şekil 4.48-C), bu zirkonların magmatik kökenli olduklarını

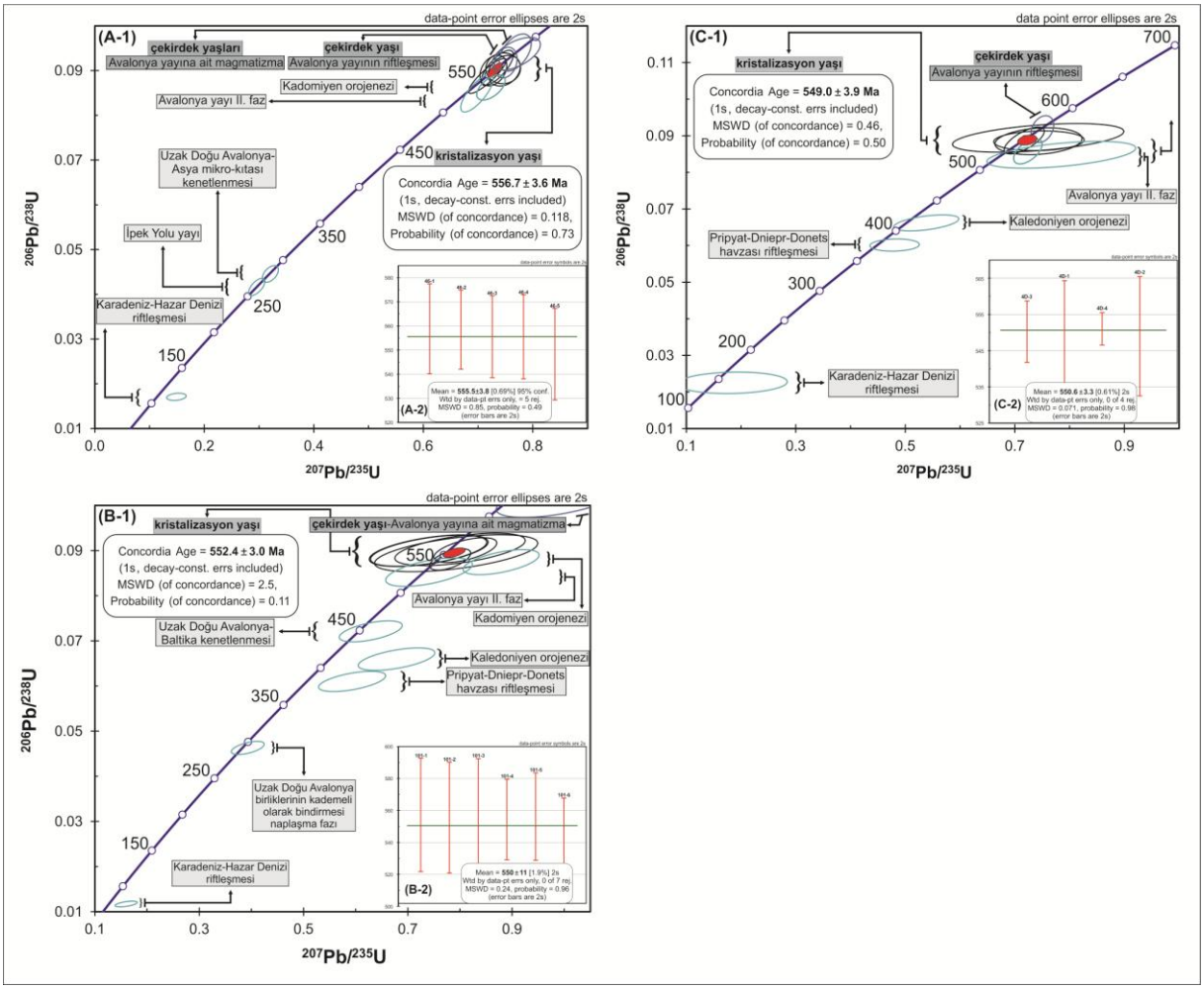
göstermektedir. Zirkon kristallerinin bazıları kırılmış olmasına rağmen; öz şekillidir ve uzun-prizmatik oldukları görülür. Boyutları 63-150 µm arasında değişmektedir.

Bu örneğin konkordiya yaşı 549.0 ± 3.9 my (Şekil 4.49-C-1), ve ortalama yaşı ise 550.6 ± 3.3 my (Şekil 4.49-C-2) olarak belirlenmiştir; ayrıca, 2 adet zirkon mineralinden çekirdek yaşları (565 my, 547 my) alınmıştır (Şekil 4.48-C-49-C-1). Bazı zirkonların dış zonlarından ve beyaz lekelerinden tektono-termal yaşlar (540 my, 525 my, 414 my, 376 my, 144 my) saptanmıştır.



Şekil 4.48: I. sistem dayklara ait (A) kıvrımlanmış dasit dayklarından FS14-46-1, (B) kıvrımlanmış diyabaz dayklarından FS14-101, (C) kıvrımlanmış andezit dayklarından FS-4D örneğinden çıkan

zirkon minerallerinin katoduluminisans (CL) görüntüleri. Kırımızı içi boş daireler zirkon mineralinin yaşlandırıldığı alanları temsil etmektedir.



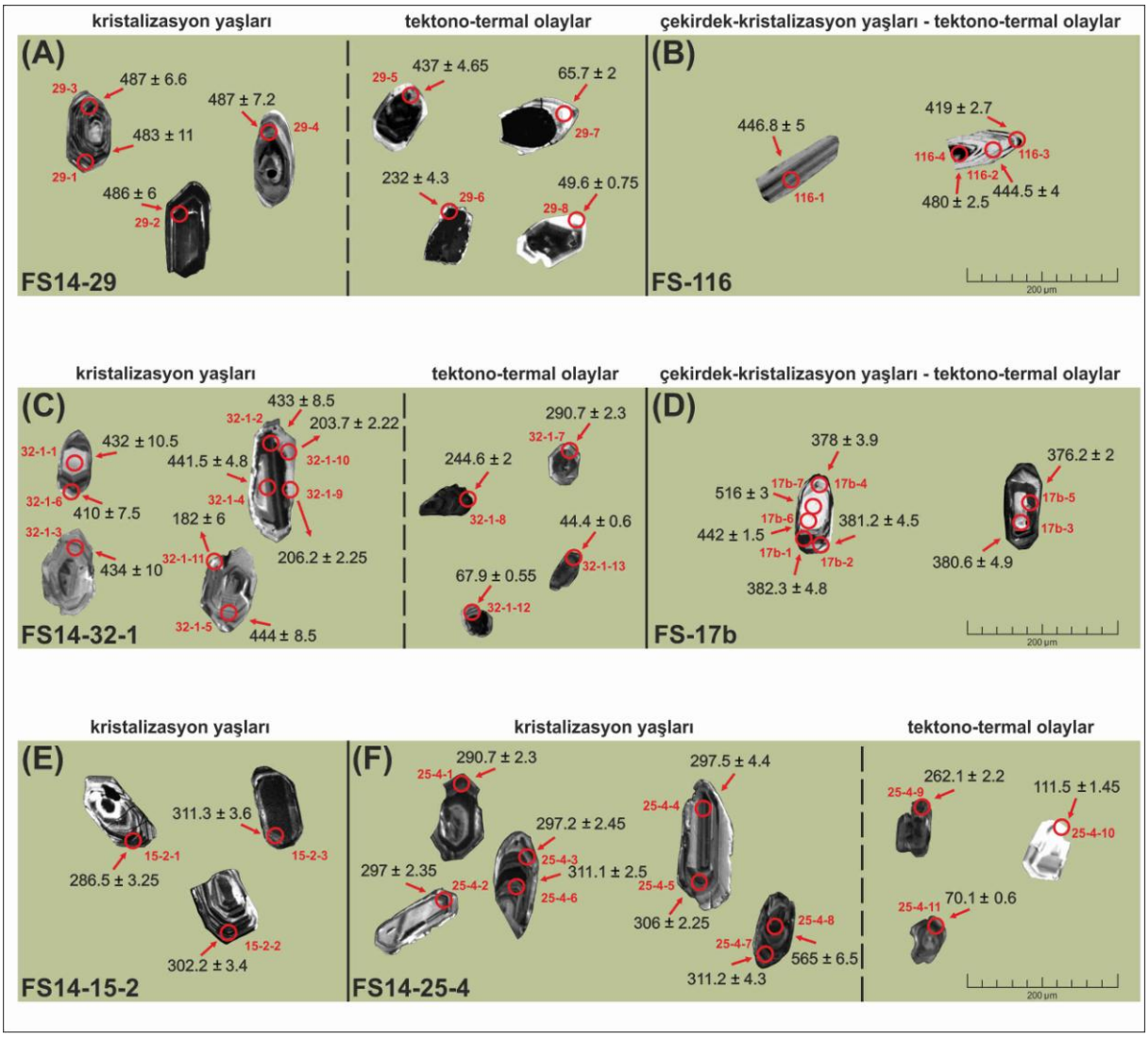
Şekil 4.49: I. sistem dayklarına ait (A-1) kıvrımlanmış dasit dayklarından FS14-46-1 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı, (A-2) aynı örneğin ortalama yaş diyagramı; (B-1) kıvrımlanmış diyabaz dayklarından FS14-101 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı, (B-2) aynı örneğin ortalama yaş diyagramı; (C-1) kıvrımlanmış andezit dayklarından FS-4D örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı, (C-2) aynı örneğin ortalama yaş diyagramı. Koyu mavi elipsler çekirdek yaşları, açık mavi elipsler ise tektono-termal yaşları temsil etmektedir.

4.4.2. II. Sistem Daykların Zirkon (U-Pb) Yaş Analizleri

II. sistem dayklarının, (a) K80^{0}D yönlü dasit dayklarının, K50^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarının ve K15^{0}B yönlü dasit dayklarının; (b) K-G yönlü diyabaz dayklarının ve sillerinin, K15^{0}D ile K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarının, kendi aralarında as gruplara ayrılarak U-Pb yaş analiz sonuçları Ek-2-2' de verilmiştir.

II. sistem dayklarının (a) as grubundaki Demirci para-gnayslarına sokulan K80^{0}D yönlü dasit dayklarından FS14-29 örneği; Aydos formasyonuna (İstanbul) sokulan K50^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarından FS-116 örneği, ve Demirci para-gnayslarına sokulan K15^{0}B yönlü dasit dayklarından FS14-32-1 örneği U-Pb yöntemi ile yaşlandırılmıştır (Ek-2-2; Şekil 4.49-50).

II. sistem daykların (b) as grubundaki Kurtköy formasyonuna (İstanbul) sokulan K-G yönlü diyabaz dayk-sillerinden FS-17b örneği; Yılanlı formasyonunu kesen K15^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-15-2 örneği; Demirci para-gnayslarına kesen K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-25-4 örneği U-Pb yöntemi ile yaşlandırılmıştır (Ek-2-2).



Şekil 4.50: II. sistem dayklara ait (A) K80^{0}D yönlü dasit dayklarından FS14-29, (B) K50^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarından FS-116, (C) K15^{0}B yönlü dasit dayklarından FS14-32-1, (D) K-G yönlü diyabaz dayk-sillerinden FS-17b, (E) K15^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-15-2, (F) K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-25-4 örneğinden çıkan zirkon minerallerinin katoduluminisans (CL) görüntüleri. Kırımızı içi boş dairelerin açıklamasına Şekil 4.48' den bakınız.

4.4.2.1. K80^{0}D yönlü dasit daykı (FS14-29)

7 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.50-A). Yaş analizi yapılmış örnekteki tüm zirkonların U konsantrasyonu 216-590 ppm, Th/U oranları 0.12-0.98 arasındadır (Ek-2-2). Zirkon kristallerinin katoduluminisans görüntüleri incelendiğinde 3 adet zirkonun magmatik zonların olduğu (29-1-29-4; Şekil 4.50-A), diğer 4 tanesinde (29-5-6-7-8; Şekil 4.49-A) magmatik bir zonlanmanın olmadığı görülmektedir, ve magmatik zon gösteren zirkon kristalleri öz şekilli, uzun-prizmatik olmasına karşın; diğerleri öz şekilsizdir. Boyutları 63-150 μm arasında değişmektedir.

Bu örneğin konkordiya yaşı 485.7 ± 3.6 my olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.51-A), ve ayrıca magmatik zon göstermeyen zirkonların dış noktalarından tektono-termal yaşlar (437 my, 232 my, 65 my, 49 my) elde edilmiştir (Ek-2-2; Şekil 4.50-A).

4.4.2.2. K50^{0}B yönlü bazaltik andezit daykı (FS-116)

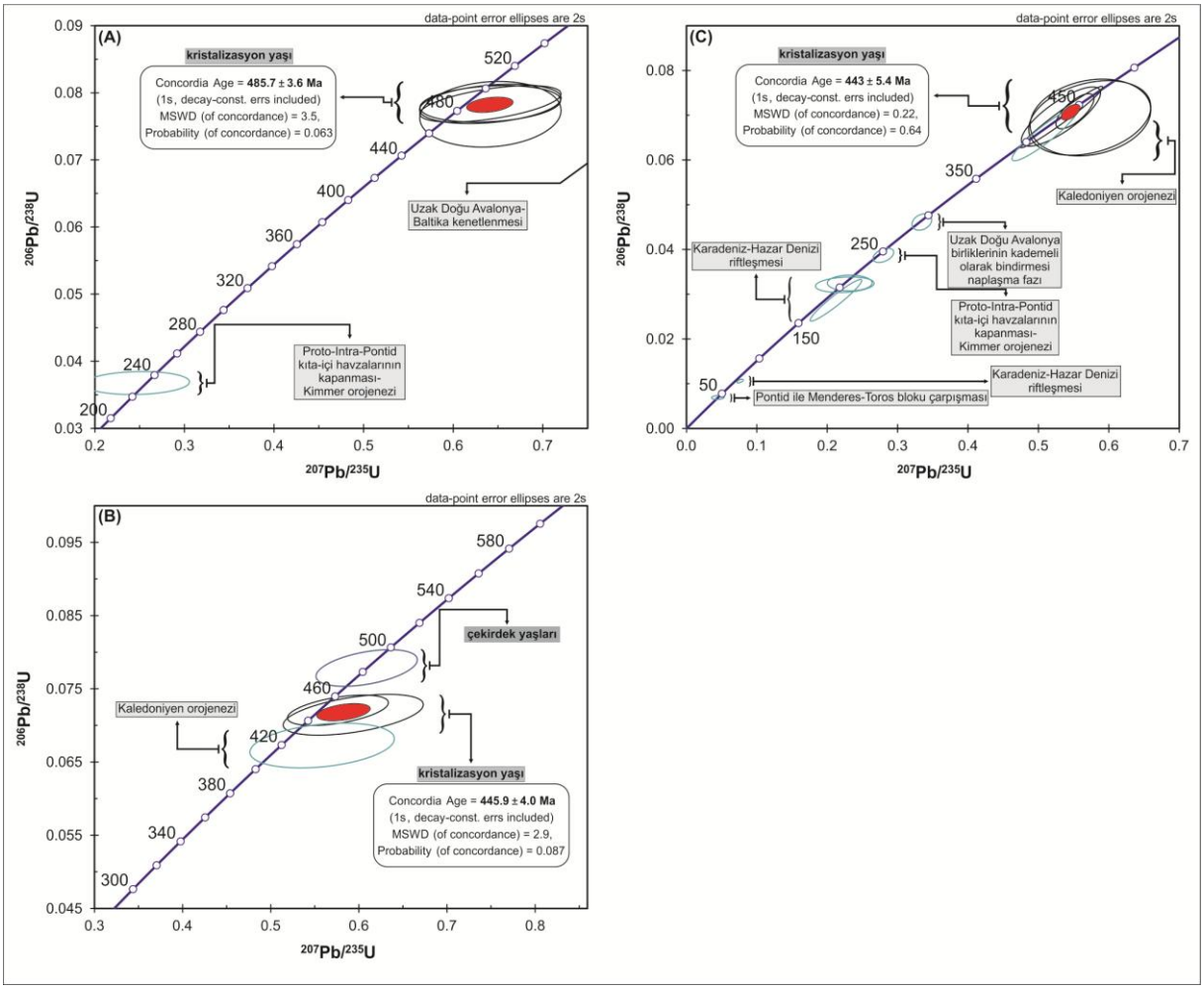
2 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.50-B). Yaş analizi yapılmış örnekteki zirkonların U konsantrasyonu 152-320 ppm ve Th/U oranları ise 0.36-0.75 arasındadır (Ek-2-2). Zirkon kristallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, her iki zirkon minerallerinin zonlu yapıya sahip oldukları görülür. Zirkon minerallerinin tipolojileri, her iki zirkonun da magmatik kökenli olduklarını kanıtlar. Zirkon kristalleri kırılmasına rağmen; öz şekilli ve uzun-prizmatik formda oldukları görülmektedir ve boyutları 80-100 μm arasındadır.

Bu örneğin konkordiya yaşı 445.9 ± 4.0 my olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.51-B), ve ayrıca, 444.5 ± 4 my kristalizasyon yaşı olarak elde edilen bir zirkonun çekirdek yaşının 480 my' dır (Şekil 4.51-B) ve aynı zirkonun en dış zonundan elde edilen tektono-termal yaş da 419 my' dır (Ek-2-2; Şekil 4.50-B; Şekil 4.51-B).

4.4.2.3. K15^{0}B yönlü dasit daykı (FS14-32-1)

8 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.50-C). Yaş analizi yapılmış örnekteki zirkonların U konsantrasyonu 46.3-1713 ppm ve Th/U oranı ise 0.06-0.83 arasındadır (Ek-2-2). Zirkon kristallerinin katoduluminisans görüntülerine göre ise magmatik zonların olduğu ve bu zirkonları sarmalamayan beyaz lekelenmelerin olduğu görülür (Şekil 4. 50-C). Zirkonların tipolojilerine bakıldığında, magmatik süreç içerisinde gelişmiş zirkonların daha sonra tektono-termal süreçlere maruz kaldıkları görülür. Zirkon kristalleri özşekilli olup kısmen uzun oldukları görülmektedir, ve boyutları 63-180 μm arasındadır.

Bu örneğin konkordiya yaşı 443 ± 5.4 my olarak belirlenmiştir (Şekil 4.51-C), ve magmatik zirkonları çevreleyen beyaz lekelerden, dış zonlardan tektono-termal yaşlar (410 my, 290 my, 244 my, 206 my, 203 my, 182 my, 67 my, 44 my) elde edilmiştir (Ek-2-2; Şekil 4.49-C).



Şekil 4.51: II. sistem dayklarına ait (A) K80^{0}D yönlü dasit dayklarından FS14-29 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı; (B) K50^{0}B yönlü olan bazaltik andezit dayklarından FS-116 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı; (C) K15^{0}B yönlü dasit dayklarından FS14-32-1 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı. Koyu mavi elipsler çekirdek yaşları, açık mavi elipsler ise tektono-termal yaşları temsil etmektedir.

4.4.2.4. K-G yönlü diyabaz sili (FS-17b)

2 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.50-D). Yaş analizi yapılmış örnekteki iki zirkonun U konsantrasyonu 80-962 ppm ve Th/U oranları ise 0.16-0.80 arasındadır (Ek-2-2). Zirkon kristallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, iki zirkonun

magmatik kökenli olduklarını gösterir. Zirkon mineralleri öz şekilli, uzun-prizmatik oldukları görülmektedir, ve boyutları ise 100-125 μm arasında değiştiği gözlenmektedir (Şekil 4.50-D).

Bu örneğin konkordiya yaşı 379.4 ± 2.3 my olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.52-A); ayrıca iki zirkon minerallerinden çekirdek yaşı 516 my ve çekirdeği çevreleyen zondan ise 442 my yaş elde edilmiştir (Ek-2-2; Şekil 4.49-D; Şekil 4.51-A).

4.4.2.5. K15^{0}D yönlü bazaltik andezit daykı (FS14-15-2)

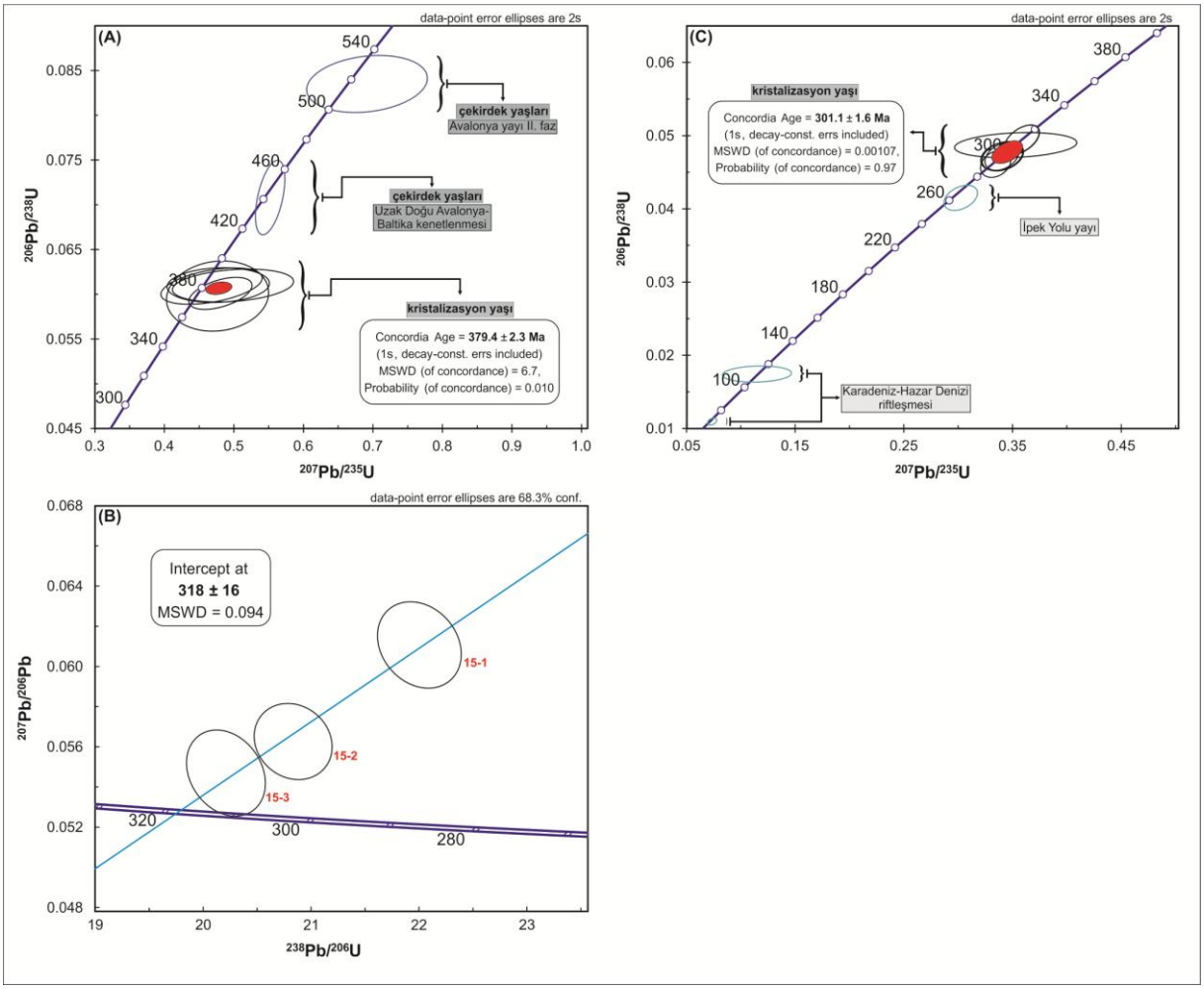
3 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.50-E). Yaş analizi yapılmış örnekteki zirkonların U konsantrasyonu 1223-2085 ppm ve Th/U oranları 0.01-0.11 arasındadır (Ek-2-2). Zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntülerine bakıldığında, tüm zirkonlarda magmatik zirkonlar için tipik olan zonlanmanın gözlenmesi açısından, elde edilen 3 zirkonun da magmatik kökenli oldukları anlaşılmaktadır (Dr. Peytcheva; Mayıs, 2016-yazılı görüşme). Zirkonlarda kriter olarak bilinen Th/U <0.1 metamorfik zirkon (Ahreans vd., 1967) tarifinin Yılanlı formasyonunu kesen bu dayk tipinde bir karşılığının olmadığı görülmektedir. Zirkon mineralleri öz şekillidir ve boyutları ise 100-150 μm arasındadır (Şekil 4.50-E).

Bu örneğin konkordiya yaşı 318 ± 16 my olarak belirlenmiştir (Şekil 4.52).

4.4.2.6. K5^{0}D yönlü bazaltik andezit daykı (FS14-25-4)

8 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.50-F). Yaş analizi yapılmış örnekteki zirkonların U konsantrasyonu 289-1094 ppm, ve Th/U oranları 0.21-1.66 arasındadır (Ek-2-2). Zirkon kristallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, 25-4-9/10/11 kodlu zirkonlar haricinde diğer zirkon minerallerinin magmatizma zarfında gelişen magmatik zonlanmaların olduğu görülmektedir (Şekil 4.50-F). Bahsi geçen koddaki zirkonlarda belirgin bir zonlanmanın olmadığı gözlenmektedir (Şekil 4.50-F). Zirkon kristallerinin bazılarının ise, kırılmış olmasına rağmen öz şekilli ve uzun-prizmatik formundadır. Boyutları ise 45-180 μm arasındadır.

Bu örneğin konkordiya yaşı 301.1 ± 1.6 my olarak saptanmıştır (Şekil 4.52-C); ayrıca 311 my kristalizasyon yaşı olarak tespit edilen zirkonun çekirdek yaşı ise 565 my olarak saptanmıştır (Ek-2-2; Şekil 4.50-52). Yukarıda kodları belirtilen zonsuz zirkonlardan 262 my, 111 my, 70 my yaşlar alınmıştır (Şekil 4.50-F; Şekil 4.52-C) ve tespit edilen bu yaşların ise kristalizasyon sonrası tektono-termal olayları yansıttığı anlaşılmaktadır.



Şekil 4.52: II. sistem dayklarına ait (A) K-G yönlü diyabaz dayk-sillerinden FS-17b örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı; (B) K15^{0}D yönlü olan bazaltik andezit dayklarından FS14-15-2 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı; (C) K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-25-4 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı. Koyu mavi elipsler çekirdek yaşları, açık mavi elipsler ise tektono-termal yaşları temsil etmektedir.

4.4.3. III. Sistem Dayklarının Zirkon (U-Pb) Yaş Analizleri

III. sistem dayklarının, (a) K40^0-50^{0}D yönlü bazalt dayklarının, K75^{0}D yönlü granit dayklarının-sillerinin, K80^{0}B yönlü andezit dayklarının; (b) K80^{0}D, K50^{0}D yönlü andezit dayklarının kendi aralarında as gruplara ayrılarak U-Pb yaş analiz sonuçları Ek-2-3' de verilmiştir.

III. sistem dayklarının (a) as grubundaki Yellice meta-volkaniklerine sokulan K40^0-50^{0}D yönlü bazalt dayklarından FS14-41-1 örneği; Demirci para-gnayslarına sokulan K75^{0}D yönlü granit dayklarının-sillerinden FS14-28 örneği; Demirci para-gnayslarına sokulan K80^{0}B yönlü andezit dayklarından FS14-27-2 örneği U-Pb yöntemi ile yaşlandırılmıştır (Ek-2-3).

III. sistem daykların (b) as grubundaki Yedigöller' de Kapıkaya granitini kesen K80^{0}D yönlü andezit dayklarından FS14-47 örneği, ve Demirci para-gnaysları kesen K50^{0}D yönlü andezit dayklarından FS14-23-1 örneği, ve Dolayoba formasyonuna (İstanbul) sokulan K50^{0}D yönlü andezit dayklarından FS-14 örneği U-Pb yöntemi ile yaşlandırılmıştır (Ek-2-3).

4.4.2.7. K40^0-50^{0}D yönlü bazalt daykı (FS14-41-1)

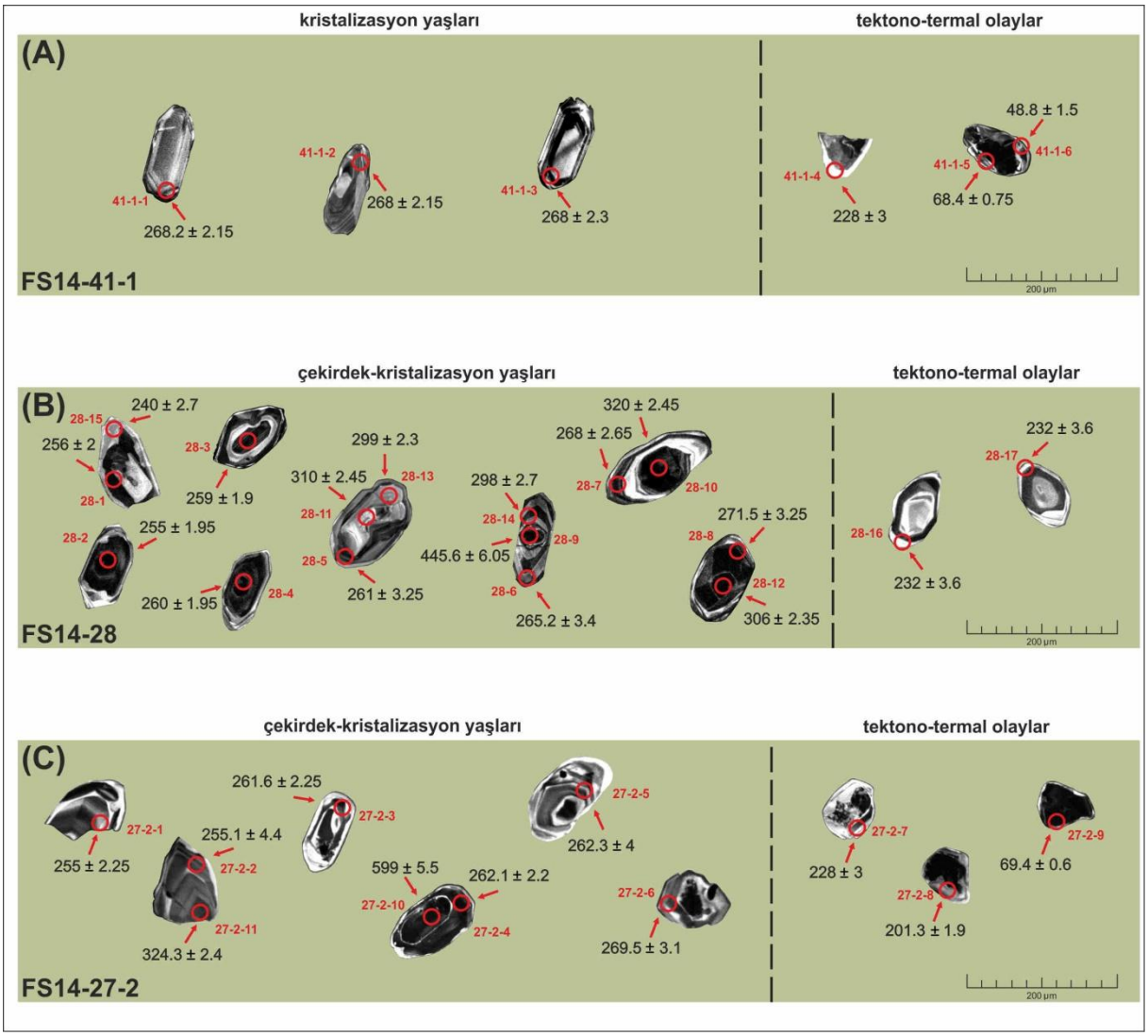
5 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.53-A). Yaş analizi yapılmış örnekteki zirkonların U konsantrasyonu 148-2280 ppm, Th/U oranları ise 0.21-081 arasındadır (Ek-2-3). Zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, 41-1, 41-2, 41-3 kodlu zirkonlar daykın kristalizasyonu sırasında oluşan magmatik zonlanmaların olduğu zirkonlardır; diğer zirkon mineralleri magmatik zonlanmaların görülmediği buna karşın beyaz lekelemelerin olduğu gözlenir (Şekil 4.53-A). Daykın kristalizasyonunu temsil eden zirkonlar öz şekilli ve uzun-prizmatik formlarında olmasına karşın; diğer iki zirkonun kırılmalarından ve büyük olasılıkla akışkanlardan dolayı öz şeklini koruyamadıkları gözlenmektedir (Şekil 4.53-A). Zirkonların boyutları 45-125 μm arasında değişim göstermektedir.

Bu örneğin konkordiya yaşı 268.2 ± 2.4 my olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.54-A), ve ayrıca bahsedilen zonsuz zirkonların dış zonları olan beyaz lekelerinden 228 my, 48 my yaşlar tespit edilerek, bu yaşların daykın kristalizasyonu sonrasında gerçekleşen tektono-termal hadiseleri temsil ettiği anlaşılmaktadır (Ek-2-3; Şekil 4.53-A; Şekil 4.54-A).

4.4.2.8. K75^{0}D yönlü granit daykı (FS14-28)

10 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.53). Yaş analizi yapılmış örnekteki zirkonların U konsantrasyonu 210-2710 ppm, Th/U oranları ise 0.12-1.55 arasındadır (Ek-2-3). Zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, zirkonlarda zonlanmaların olduğu görülmektedir. Zirkonlarda gözlenen bu zonlanmalar magmatik zirkon morfolojisi için tipiktir. Ayrıca, analiz edilen pek çok zirkon minerallerinde, bu zonlanmaları sarmalayan beyaz lekelenmelerin olduğu görülmektedir (Şekil 4.53-B). Zirkon minerallerinin bu tipolojilerine göre, bu daykların kristalizasyonu sonrasında, tektono-termal olayların etkin olduğu bu beyaz lekelenmelerin varlığından anlaşılmaktadır. Analiz edilen zirkonlar özşekilli ve bazı zirkonlar ise prizmatik formundadır; boyutları 80-180 μm arasındadır (Şekil 4.53-B). Bu örneğin konkordiya yaşı 262.0 ± 1.4 my olarak belirlenmiştir (Şekil 4.54-B); ayrıca bazı zirkonların iç zonlarından alınan yaşlar 299 my ve 298 my olarak tespit edilmiştir ve buna ek olarak, 4 adet zirkonun çekirdek yaşları ise 445 my, 320 my, 310 my ve 306 my olarak tespit

edildiği görülmektedir (Ek-2-3; Şekil 4.52-B; Şekil 4.54-3). Bazı zirkonların dış zonundan ve beyaz lekelerinden tektono-termal yaşlar (240 my, 232 my) bulunmuştur (Şekil 4.53-B).

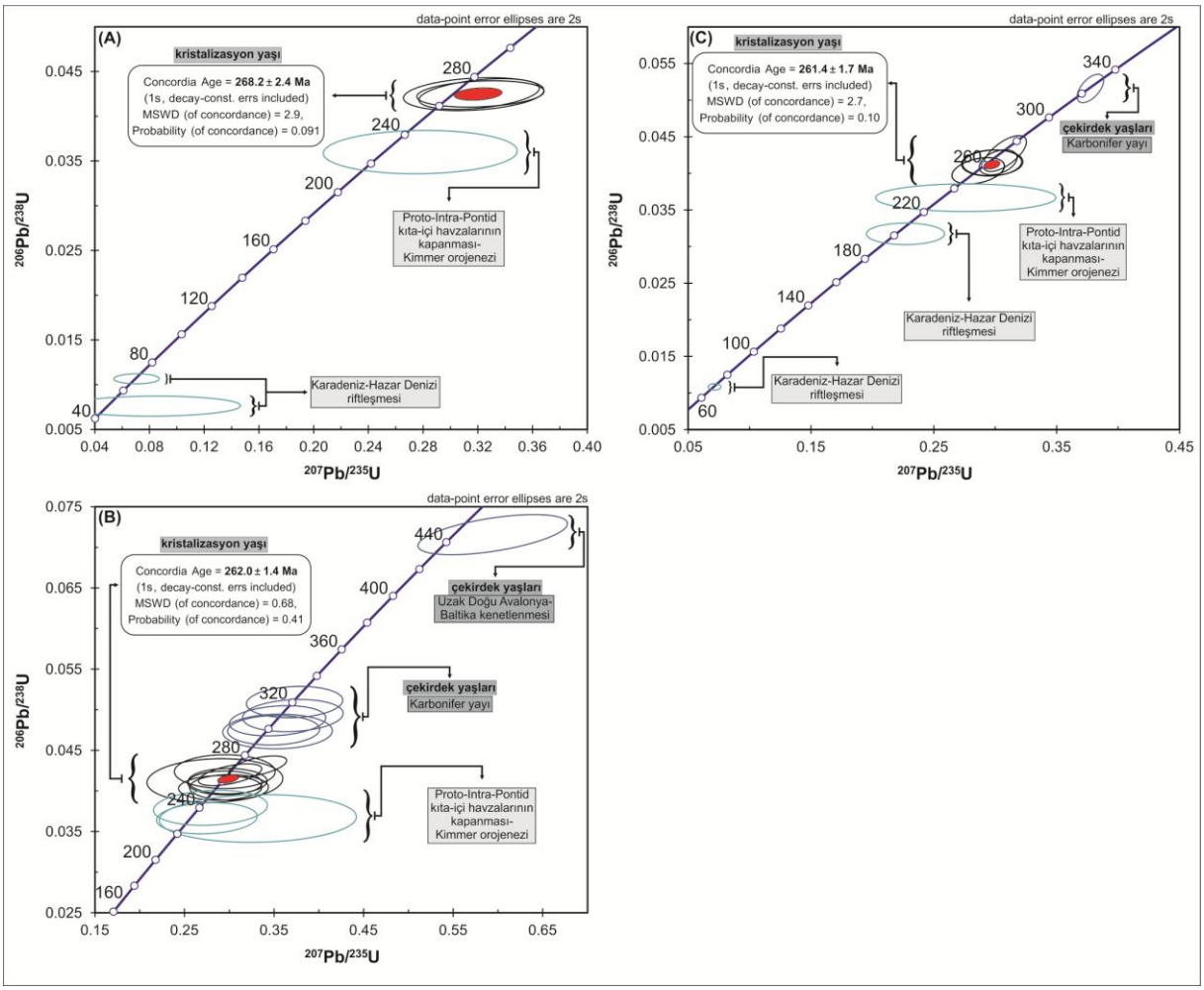


Şekil 4.53: III. sistem dayklara ait (A) K40^0-50^{0}D yönlü bazalt dayklarına ait FS14-41-1; (B) K75^{0}D yönlü granit dayk-sillerinden FS14-28; (C) K80^{0}B yönlü andezit dayklarına ait FS14-27-2 örneğinden çıkan zirkon minerallerinin katoduluminisans (CL) görüntüleri. Kırımızı içi boş dairelerin açıklaması, Şekil 4.48' de yazılıdır.

4.4.2.9. K80^{0}B yönlü andezit daykı (FS14-27-2)

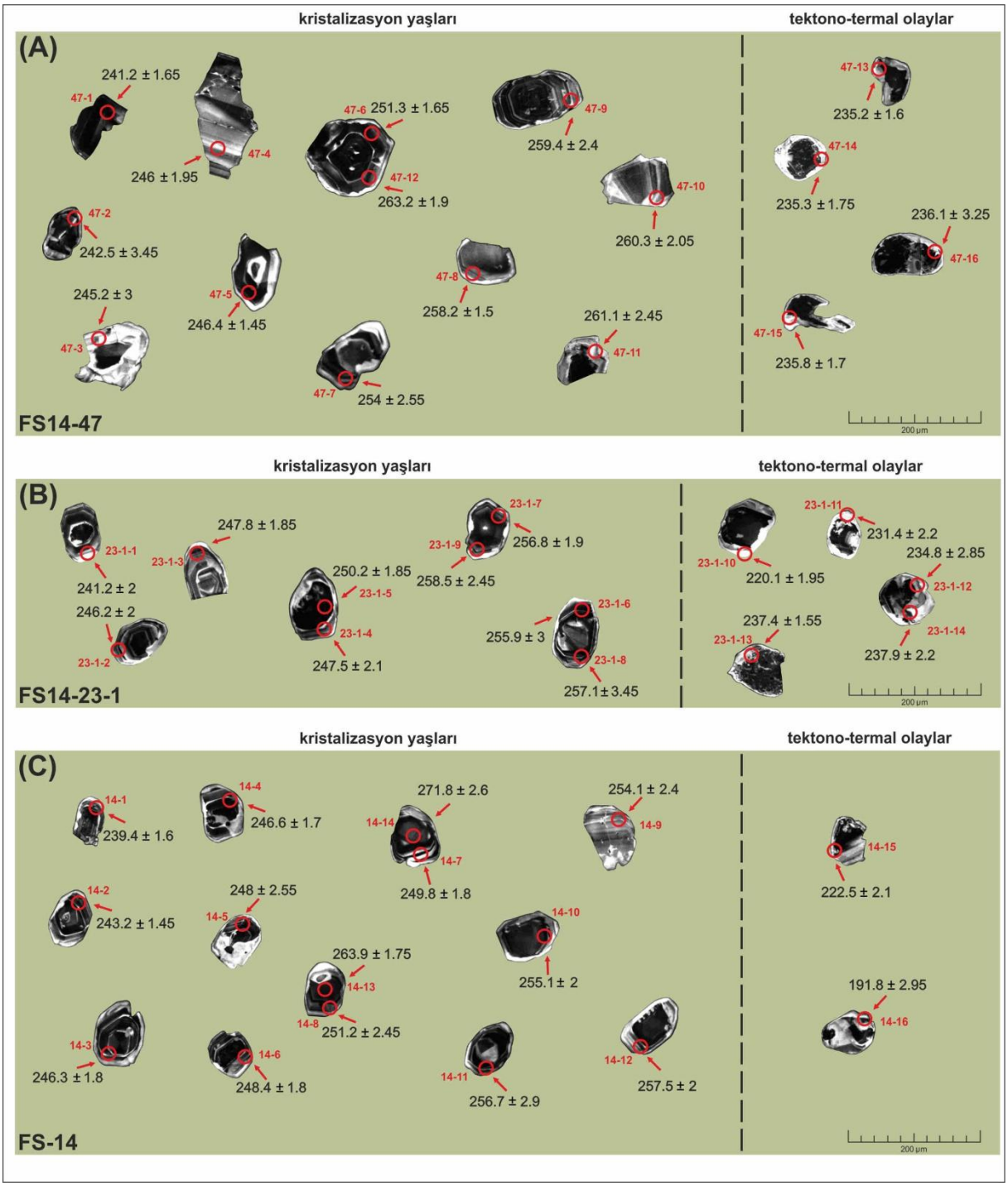
9 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.53-C). Yaş analizi yapılmış örnekteki zirkonların U konsantrasyonu 79.2-1920 ppm, Th/U oranları ise 0.40-1.49 arasındadır (Ek-2-3). Zirkon kristallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, 27-2-7, 27-2-8, 27-2-9 kodlu zirkonların tipolojisinde belirgin bir şekilde magmatik zonlanmanın olmadığı aksine bu zirkonlarda beyaz lekelenmelerin diğer zirkonlara göre daha baskın olduğu gözlenir

(Şekil 4.53-C). Diğer zirkon kristallerinin morfolojisinde de tipik zonlanmalar olduğu görülür Bu zirkonların tipolojisinde görülen zonlanma zirkonların magmatik zirkon olduğunu kanıtlar niteliktedir. Ancak, magmatik zonlanmaların olduğu zirkonlarda, bu zonlanmaları çevreleyen beyaz lekelenmeler de görülmektedir (Şekil 4.53-C). Bu zirkonların tipolojilerinin bu şekilde olması, daykın kristalizasyonu sonrası geçirdiği tektono-termal olayların etkisinde kaldığının en kuvvetli kanıtıdır. Sadece beyaz lekelenmelerin olduğu zirkon mineralleri (27-2-8, 27-2-8, 27-2-9) öz şekilsiz olarak gözlenirken, daykın kristalizasyonu ile ilişkili zirkon mineralleri öz şekilli olarak görülür ve boyutları ise 45-125 μm arasındadır (Şekil 4.53-C).



Şekil 4.54: III. sistem dayklarına ait (A) K40^0-50^{0}D yönlü bazalt dayklarından FS14-41-1 örneğinin konkordiya diyagramı; (B) K75^{0}D yönlü granit dayk-sillerinden FS14-28 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı; (C) K80^{0}B yönlü andezit dayklarından FS14-27-1 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı. Koyu mavi elipsler çekirdek yaşları, açık mavi elipsler ise tektono-termal yaşları temsil etmektedir.

Bu örneğin konkordiya yaşı 261.4 ± 1.7 my olarak belirlenmiştir (Şekil 4.54-C), ve buna ek olarak bazı zirkon minerallerinin çekirdek yaşları 599 my, 324 my olarak tespit edilmiştir, ve bu yaşlara ek olarak, tektono-termal hadiseleri temsil eden beyaz lekelenmelerden 228 my ile 69 my yaşlar elde edilmiştir (Ek-2-3; Şekil 4.53-C; Şekil 4.54-C).



Şekil 4.55: III. sistem dayklara ait (A) K80^{0}D yönlü andezit dayklarından FS14-47; (B) K50^{0}D yönlü andezit dayklarından FS14-23-1; (C) K50^{0}D yönlü andezit dayklarından FS-14 örneğinden çıkan zirkon minerallerinin katoduluminisans (CL) görüntüleri.

4.4.2.10. K80^{0}D yönlü andezit daykı (FS14-47)

15 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.55-A), ve analiz edilmiş zirkonların U konsantrasyonu 142.1-1184 ppm, Th/U oranları 0.62-2.96 arasındadır (Ek-2-3). Zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntülerine bakıldığında, 47-13/14/15/16 kodlu zirkonlarda belirgin bir magmatik zonlanmanın gözlenmediği aksine diğer zirkonlarda magmatik zonlanmanın olduğu görülür; ancak magmatik zonlanmanın görüldüğü zirkonlarda zonlanmayı çevreleyen beyaz lekelenmelerin olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.55-A). Analiz edilen zirkonların tipolojilerinin bu şekilde olması, daykın kristalizasyonu sonrasında bölgeyi etkileyen tektono-termal olaylara maruz kaldığına işaret eder. 47-13/14/15/16 koddaki zirkon mineralleri öz şeklini kaybettiği; ancak diğer zirkon kristallerinin öz şekilli oldukları görülür Zirkonların boyutları 800-120 μm arasında oldukları görülmektedir (Şekil 4.55-A).

Bu örneğin konkordiya yaşı 252.7 ± 3.4 my olarak saptanmıştır (Şekil 4.56-A); ayrıca 47-13/ 14/15/16 kodlu zirkon minerallerin dış zonundaki beyaz lekelerden elde edilen tektono-termal yaşlar 236 my ve 235 my olarak tespit edilmiştir (Ek-2-3; Şekil 4.55-A; Şekil 4.56-A).

4.4.2.11. K50^{0}D yönlü andezit daykı (FS14-23-1)

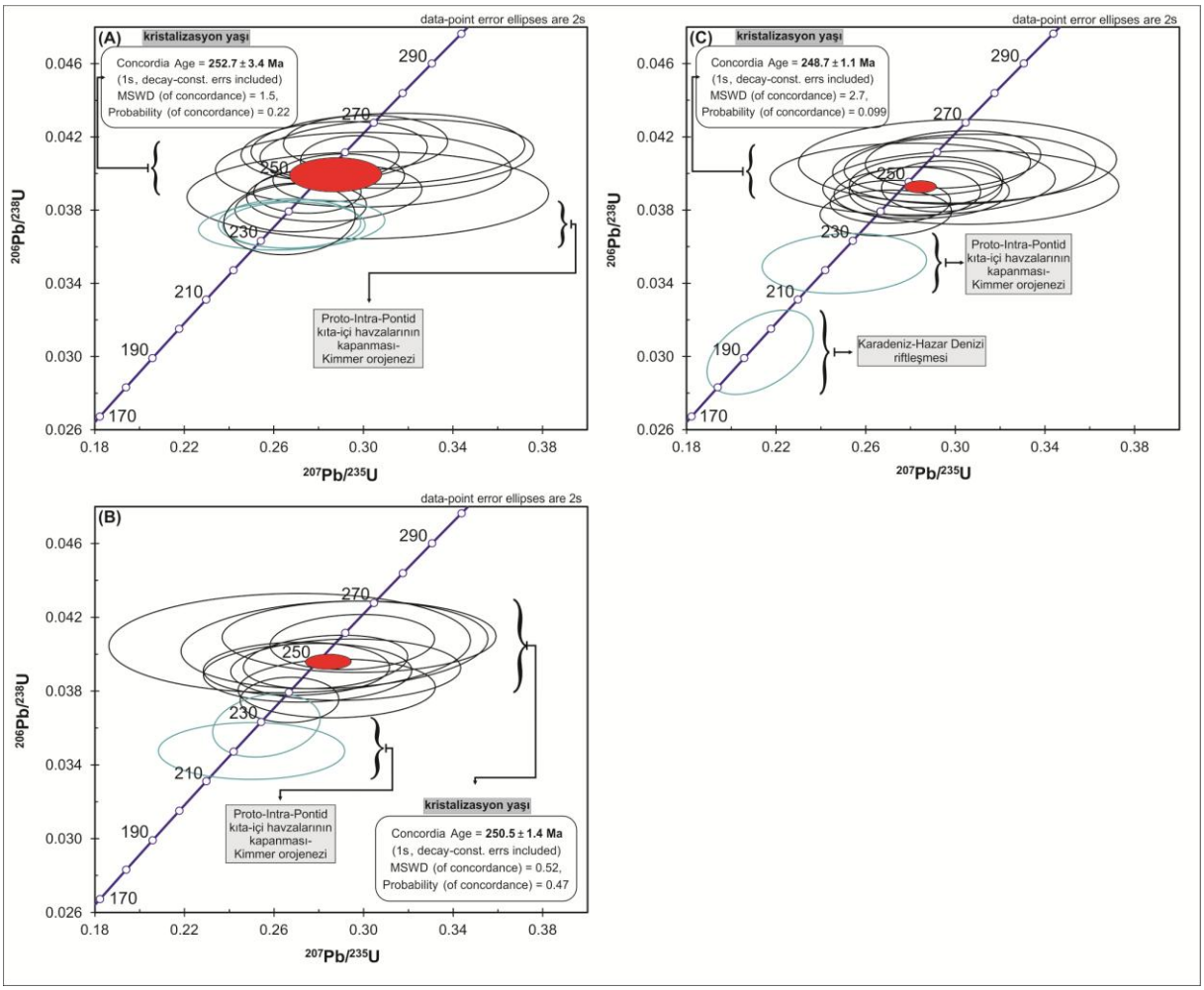
10 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.55-B), ve analiz edilmiş zirkonların U konsantrasyonu 157.2-884 ppm, Th/U oranları ise 0.18-3.02 arasındadır (Ek-2-3). Zirkon kristallerinin katoduluminisans görüntülerinde, 23-1-10/11/12/13/14 kodlu zirkon kristallerinde belirgin magmatik zonlanma olmadığı; fakat diğer zirkon minerallerinde magmatik zonlanmaların olduğu görülür (Şekil 4.55-B). Magmatik zonlanmaların gözlendiği zirkon minerallerinde zonlanmaları sarmalayan beyaz lekelenmelerinin olması ile, bu daykın kristalizasyonu sonrası maruz kaldığı tektono-termal olayları temsil etmektedir. Bahsi geçen bu koddaki zirkon mineralleri öz şekilsizdir ve diğer zirkon mineralleri ise öz şekilli ve uzun-prizmatik formundadır. Zirkonların boyutları ise 45-100 μm arasındadır.

Bu örneğin konkordiya yaşı 250.5 ± 1.4 my olarak belirlenmiştir (Şekil 4.56-B); ayrıca bahsi geçen kodlardaki zirkonlardan elde edilen tektono-termal yaşlar 237 my, 234 my, 231 my ve 220 my olarak tespit edilmiştir (Ek-2-3; Şekil 4.55-B; Şekil 4.56-B).

4.4.2.12. K50^{0}D yönlü andezit daykı (FS-14)

14 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.55-C), ve analiz edilmiş zirkonların U konsantrasyonu 131.7-1529 ppm, Th/U oranları 0.45-4.10 arasındadır

(Ek-2-3). Zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntüleri incelendiğinde, 14-15 ve 14-16 kodlu zirkon minerallerinde belirgin bir zonlanma olmadığı; fakat diğer zirkon minerallerinde magmatik zonlanmanın ve bu zonlanmaları sarmalayan beyaz lekelenmelerin olduğu görülür (Şekil 4.55-C). Bu yapı daykın kristalizasyonu sonrası oluşan tektono-termal olaylar etkisinde kaldığını temsil etmektedir. Bahsi geçen bu koddaki zirkon mineralleri, öz şeklini kaybetmiş olarak gözlenirken, diğer zirkonların öz şekilli ve yarı öz şekilli oldukları görülür. Zirkonların boyutları ise 45-100 μm arasındadır (Şekil 4.55-C).



Şekil 4.56: III. sistem dayklarına ait (A) K80^{0}D yönlü andezit dayklarından FS14-47 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı; (B) K50^{0}D yönlü andezit dayklarından FS14-23-1 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı; (C) K50^{0}D yönlü andezit dayklarından FS-14 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı. Açık mavi elipsler ise tektono-termal yaşları temsil etmektedir.

Bu örneğin konkordiya yaşı 248.7 ± 1.1 my olarak belirlenmiştir (Şekil 4.56-C); ayrıca 2 adet zirkon minerallerinin çekirdek yaşları 271 my ve 263 my olarak bulunmuştur (Ek-2-3; Şekil

4.55-C; Şekil 4.56-C). Buna ek olarak 14-15 ve 14-16 kodlu zirkon minerallerinin dış zondan 222 my ve 191 my tektono-termal yaşlar elde edilmiştir (Ek-2-3; Şekil 4.55-C; Şekil 4.56-C).

4.4.3. IV. Sistem Daykların Zirkon (U-Pb) Yaş Analizleri

IV. sistem dayklarının, (a) K40^{0}D yönlü bazalt ile K10^{0}D ve K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarının; (b) K60^{0}D yönlü andezit, D-B yönlü bazalt dayklarının; (c) K70^{0}D yönlü andezit, K85^{0}D yönlü bazalt dayklarının ve K75^{0}D yönlü dasit dayklarının; (d) K80^{0}B ve K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarının kendi aralarında as gruplara ayrılarak U-Pb yaş sonuçları Ek-2-4' de verilmiştir.

IV. sistem dayklarının (a) as grubundaki Kurtköy formasyonunu (İstanbul) kesen K40^{0}D yönlü bazalt dayklarından FS-35 örneği, K10^{0}D yönlü lamprofir dayklarından FS-3b örneği, K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarından FS-4B örneği U-Pb yöntemi ile yaşlandırılmıştır (Ek-2-4).

IV. sistem dayklarının (b) as grubundaki Kurtköy formasyonuna (Düzce) sokulan K60^{0}D yönlü andezit dayklarından FS14-12-1 örneği Kurtköy formasyonuna (İstanbul) sokulan D-B yönlü bazalt dayklarından FS-2-1 örneği U-Pb yöntemi ile yaşlandırılmıştır (Ek-2-4).

IV. sistem dayklarının (c) as grubundaki Demirci para-gnayslarına kesen K70^{0}D yönlü andezit dayklarından FS14-20 örneği, Kurtköy formasyonuna (İstanbul) sokulan K85^{0}D yönlü bazalt dayklarından FS-13 örneği ve K75^{0}D yönlü dasit dayklarından (Gülsuyu dasit stoku ve bunun daykları-silleri) FS-7D U-Pb yöntemi ile yaşlandırılmıştır (Ek-2-4).

IV. sistem dayklarının (d) as grubundaki Kurtköy formasyonunu (İstanbul) kesen K80^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarından FS-5 ile FS-8 örnekleri, Kapıkaya granitini kesen K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-50-2 örneği U-Pb yöntemi ile yaşlandırılmıştır (Ek-2-4).

4.4.3.1. K40^{0}D yönlü bazalt daykı (FS-35)

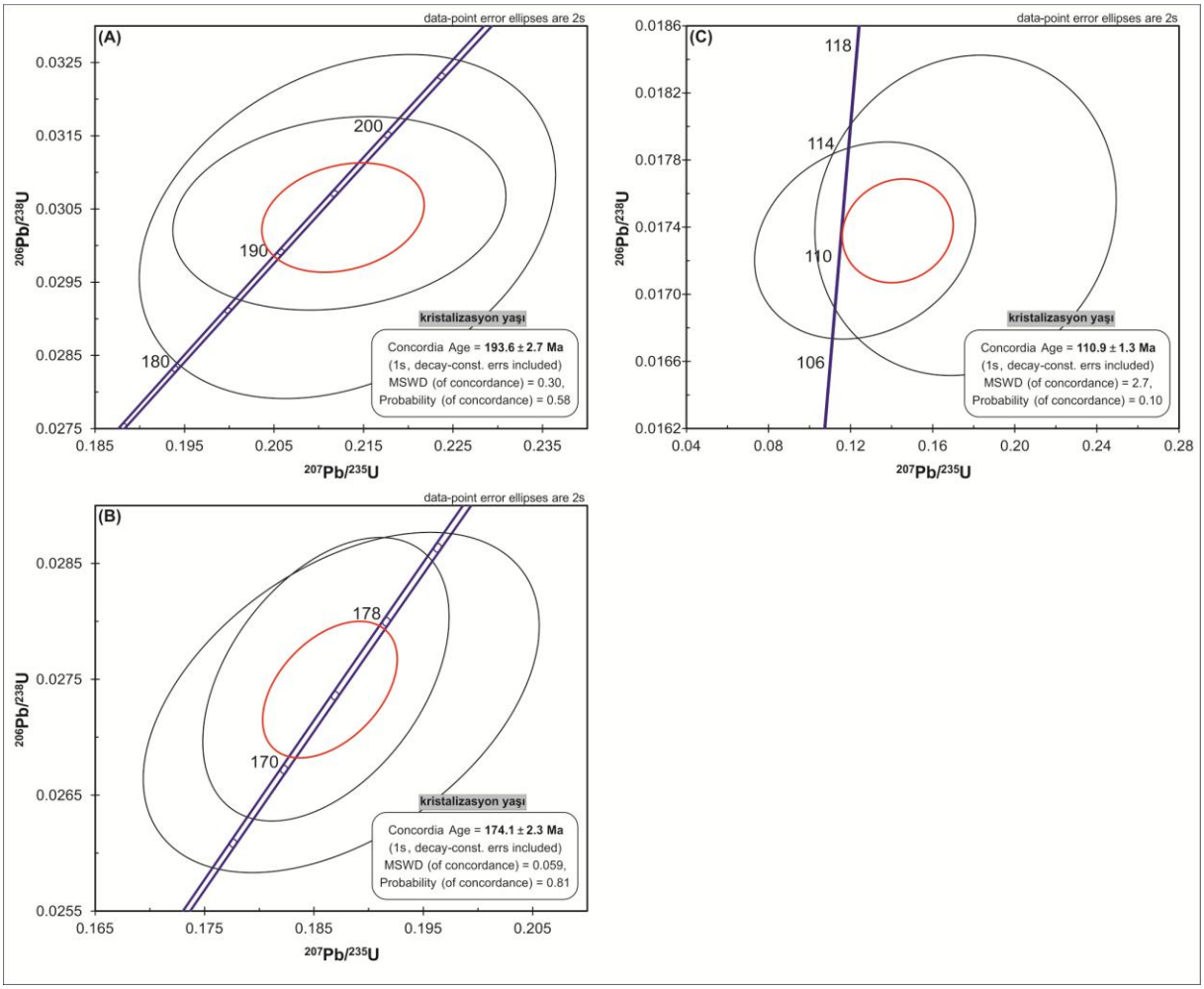
2 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.57-A). Yaş analizi yapılmış örnekteki zirkonların U konsantrasyonu 176-185 ppm ve Th/U oranları ise 0.31-0.54 arasındadır (Ek-2-3). Zirkon kristallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, zirkonlarda zonlanma net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.57-A). Zirkonlarda kolayca fark edilebilen bu zonlanma analiz edilen bu zirkonların magmatik zirkon olduğunun göstergesidir ve analizi yapılmış iki zirkon minerallerinin öz şekilli ve uzun-prizmatik formlarında olduğu görülür, ve boyutları 80-180 μm arasındadır. Örneğin yaşı 193.6 ± 2.7 my' dır (Şekil 4.57-A-58).

Şekil 4.57: IV. sistem dayklara ait (A) K40^{0}D yönlü bazalt dayklarından FS-35 örneğinden; (B) K10^{0}D yönlü lamprofir dayklarından FS-3b örneğinden; (C) K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarından FS-4B örneğinden; (D) K60^{0}D yönlü andezit dayklarından FS14-12-1 örneğinden; (E) D-B yönlü bazalt dayklarından FS-2-1 örneğinden çıkan zirkon minerallerinin katoduluminisans (CL) görüntüleri.

4.4.3.2. K10^{0}D yönlü lamprofir daykı (FS-3b)

2 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.57-B). Yaş analizi zirkonların U konsantrasyonu 120-535 ppm, Th/U oranları ise 0.91-3.45 arasındadır (Ek-2-3). Zirkon kristallerinin katoduluminisans görüntüleri incelendiğinde analiz edilen bu zirkonların

zonlu bir yapıda olduğu gözlenir (Şekil 4.57-B); zirkonların morfolojisindeki bu zonlanmalar, bu zirkonların magmatizma sürecinde kristallendiklerini kanıtlanır. Zirkonlar öz şekilli, uzun-prizmatik kristallere sahiptir. Boyutları 100-120 μm arasında oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.57). Bu örneğin konkordiya (kristalizasyon) yaşı 174.1 ± 2.3 my olarak bulunmuştur.



Şekil 4.58: IV. sistem dayklarına ait (A) K40^{0}D yönlü bazalt dayklarından FS-35 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı; (B) K10^{0}D yönlü lamprofir dayklarından FS-3b örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı; (C) K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarından FS-4B örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı.

4.4.3.3. K20^{0}D yönlü lamprofir daykı (FS-4B)

2 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.57-C). Yaş analizi yapılmış zirkonların U konsantrasyonu 64-71 ppm, ve Th/U oranları ise 0.53-0.71 arasındadır Zirkon kristallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, zirkonların zonlu yapı sergilemesi, bu zirkonların magmatizma sonucu kristallenmiş olduğunu göstermektedir ve öz şekilli, uzun

prizmatik olan zirkonların boyutları ise 80-100 μm arasında değişmektedir (Şekil 4.57-C). Bu örneğin konkordiya (kristalizasyon) yaşı 110.9 ± 1.3 my olarak belirlenmiştir (Şekil 4.58).

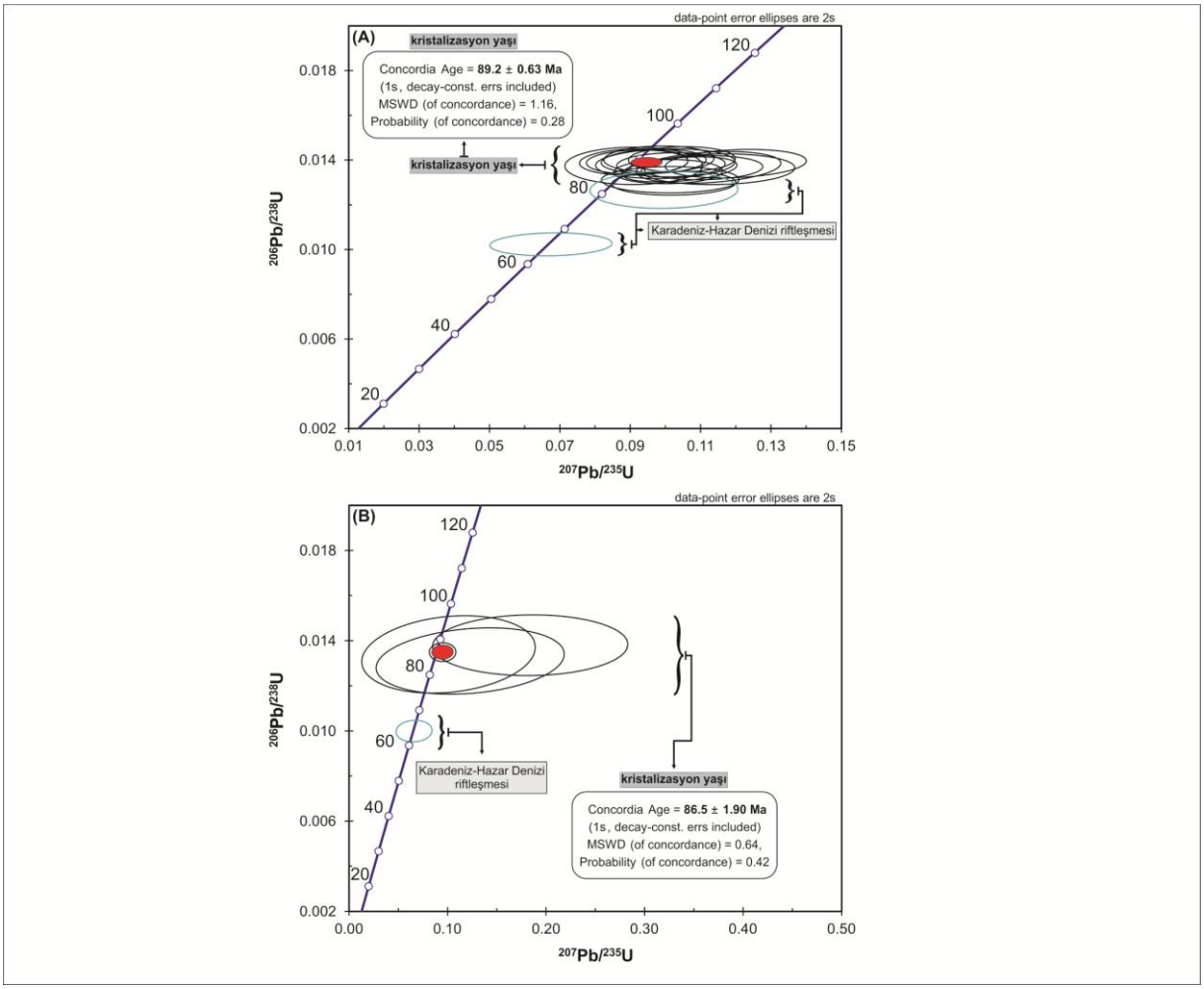
4.4.3.4. K60^{0}D yönlü andezit daykı (FS14-12-1)

17 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.57-D), ve analiz edilmiş örnekteki zirkonların U konsantrasyonu 45-9892 ppm ve Th/U oranları ise 0.11-1.29 arasındadır (Ek-2-4) ve zirkon kristallerinin katoduluminisans görüntüleri incelendiğinde tüm zirkon kristallerinde zonlu yapılar gözlenmektedir, ve bu zonlanmalar bu zirkon kristallerinin magmatik kökenli olduklarını gösterir. Ancak, analiz edilen zirkon mineralleri arasında 12-1-19' den 12-1-22' e kadar olanların magmatik zonlanmaları ile zirkon şekilleri incelendiğinde aşınmış oldukları görülmektedir (Şekil 4.57-D). Bu zirkonların bu dayk içerisinde gözlenmesi dayk yerleşimi esnasında yan kaya konumundaki Rheic Okyanusunun kıta kenar istiflerine ait tabakalarından kaynaklı olduğu görülür ve yan kayadan gelen zirkonların aşınmış olmasından ötürü bu zirkonların öz şekil formlarının kaybolduğu ve daykın kristalizasyonu ile ilişkili olan zirkonların da öz şekilli, uzun-prizmatik formlarında oldukları görülür. Boyutları ise 63-180 μm arasındadır.

Bu örneğin konkordiya yaşı 89.2 ± 0.63 my olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.59-A); buna ek olarak iki zirkon mineralinin dış zonundan 65 my ve 58 my tektono-termal yaşlar tespit edilmiştir (Ek-2-4; Şekil 4.57-D; Şekil 4.59-A).

4.4.3.5. D-B yönlü bazalt daykı (FS-2-1)

6 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.57-E). Yaş analizi yapılmış zirkonların U konsantrasyonu 87.2-354.5 ppm, Th/U oranları 0.37-1.96 arasındadır (Ek-2-4). Zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, 2-1-1, 2-1-2, 2-1-3 ve 2-1-4 kodlu zirkonlarda zonlanmalar gözlenir iken, 2-1-5 kodlu zirkon mineralinin geniş bant zonu sergilediği görülmektedir (Şekil 4.57-E). Ayrıca, 2-1-6 kodlu olan zirkon mineralinin zonlu yapıda olmasına karşın zirkonların aşınmış şekilde olmaları (Şekil 4.57-E) daykın yerleşimi esnasında yan kayaç konumundaki Rheic Okyanusunun kıta kenar istiflerine ait tabakalarından kaynaklı olduğu görülmektedir. Yan kayaçtan gelen zirkonlar dışındaki tüm zirkonlar öz şekilli, uzun-prizmatiktir. Zirkonların boyutları ise 45-100 μm arasındadır (Şekil 4.57-E). Bu örneğin konkordiya yaşı 86.5 ± 1.90 my olarak bulunmuştur (Şekil 4.59-B). Ayrıca, bir zirkon kristali kenarından 64 my tektono-termal yaş elde edilmiştir (Ek-2-4 ve Şekil 4.59-B).

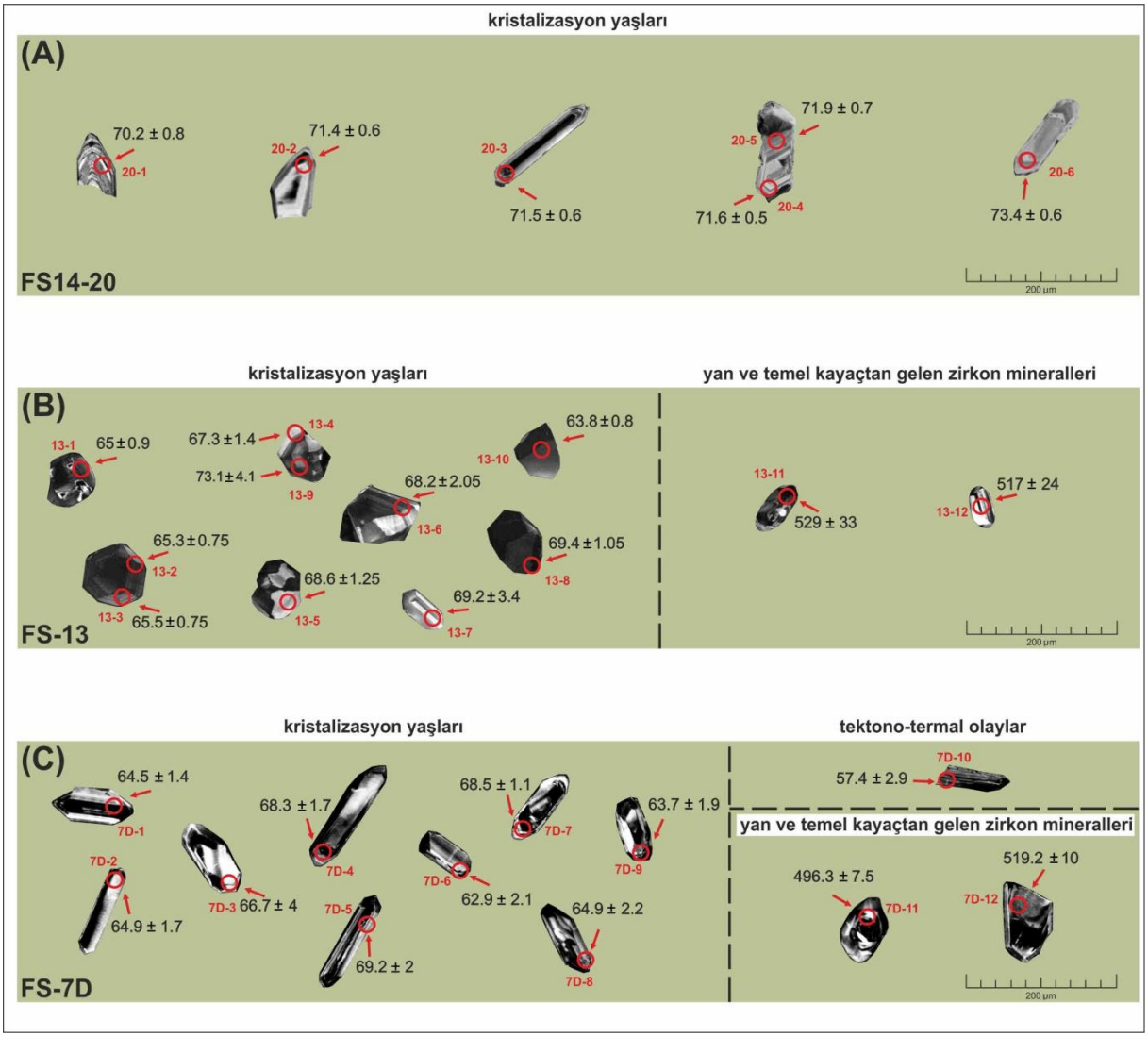


Şekil 4.59: IV. sistem dayklarına ait (A) K60^{0}D yönlü andezit dayklarından FS14-12-1 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı; (B) D-B yönlü bazalt dayklarından FS-2-1 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı. Açık mavi elipsler ise tektono-termal yaşları temsil etmektedir.

4.4.3.6. K70^{0}D yönlü andezit daykı (FS14-20)

5 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.60-A). Yaş analizi yapılan zirkonların U konsantrasyonu 1570-2180 ppm ve Th/U oranları 0.14-0.25 arasındadır (Ek-2-4). Zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntülerine bakıldığında tüm zirkonlarda zonlanmaların olduğu kolayca fark edilir (Şekil 4.60-A). Bu zonlanmalar magmatik zirkonlar için tipiktir. Analiz edilen zirkonlar öz şekilli ve uzun-prizmatiktir ve boyutları da 45-100 µm arasında değişmektedir (Şekil 4.60-A).

Bu örneğin konkordiya yaşı 72.2 ± 0.50 my olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.61-A).



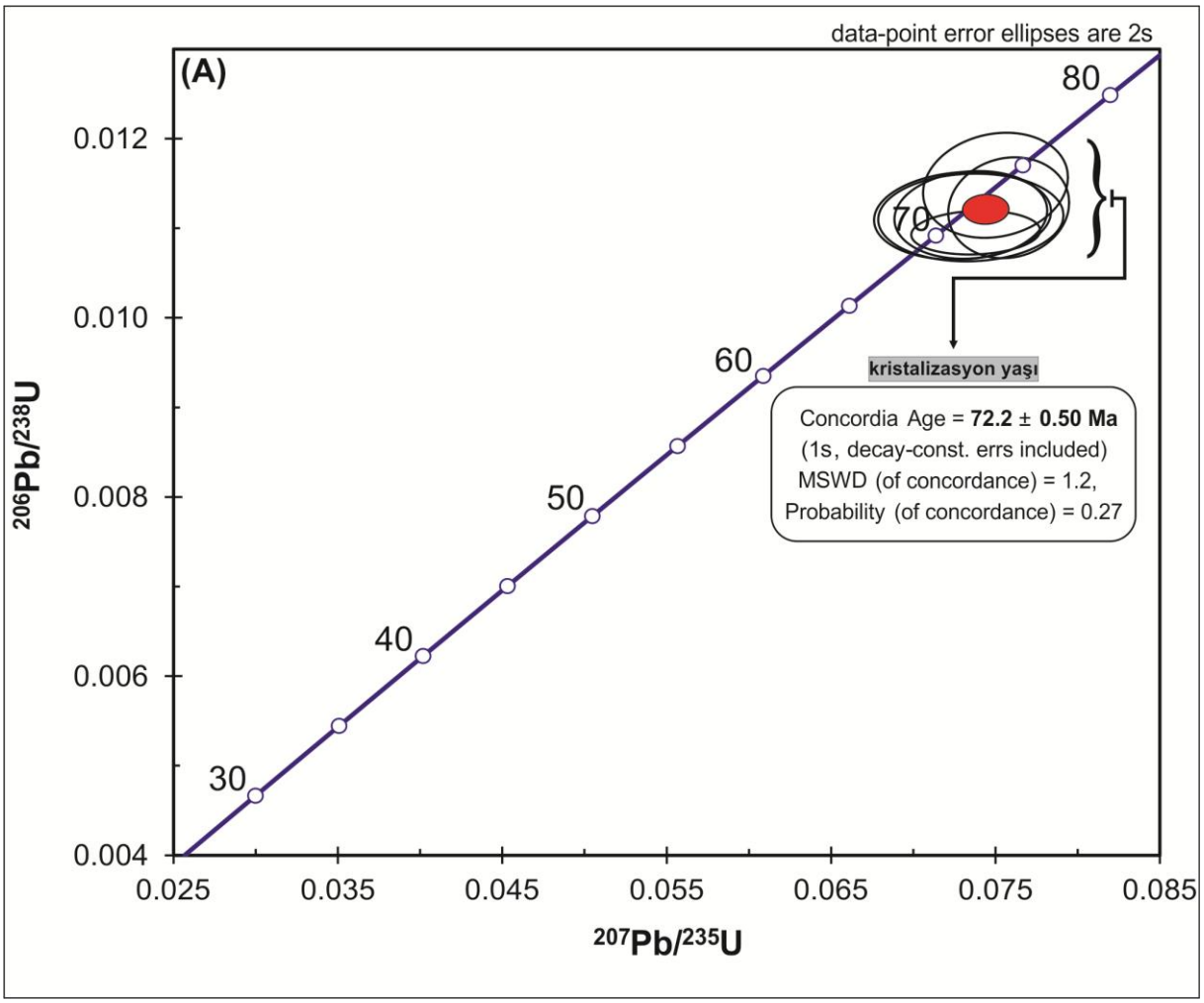
Şekil 4.60: IV. sistem dayklarına ait (A) K70^{0}D yönlü olan andezit dayklarından FS14-20; (B) K85^{0}D yönlü bazalt dayklarından FS-13; (C) K75^{0}D yönlü dasit dayklarından FS-7D örneğinden çıkan zirkon minerallerinin katoduluminisans (CL) görüntüleri. Kırımızı içi boş dairelerin açıklamasına Şekil 4.48' den bakınız.

4.4.3.7. K85^{0}D yönlü bazalt daykı (FS-13)

10 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.60-B), ve analizi yapılmış zirkonların U konsantrasyonu 74.0-464.2 ppm, Th/U oranları 0.22-13.42 arasındadır (Ek-2-4). Zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, tüm zirkonlar zonlanma ve geniş bant zonları sergilemektedir, Bu tür zon yapıları magmatik zirkon için tipiktir (Şekil 4.60-B); ancak 13-11/12 kodlu olan zirkon minerallerinin içerisinde zonlanmaların devamlı olmaması (Şekil 4.60-B), farklı bir ifade ile denilirse, zirkonların aşınmış olması bu tipte olan zirkonların da dayk yerleşimi sırasında yan kaya konumundaki Rheic Okyanusunun kıta kenar

istiflerine ait tabakalarından kaynaklıdır. Bu zirkon mineralleri dışındaki zirkonlar, prizmatik ve öz şekilli ile piramit formlarındadır. Boyutları 45-125 μm arasında değişir (Şekil 4.60-B).

Bu örneğin konkordiya yaşı 67.0 ± 0.80 my olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.62-A). Çekirdeği çevreleyen zondan ise 73 my yaş elde edilmiştir (Ek-2-4; Şekil 4.60-B).

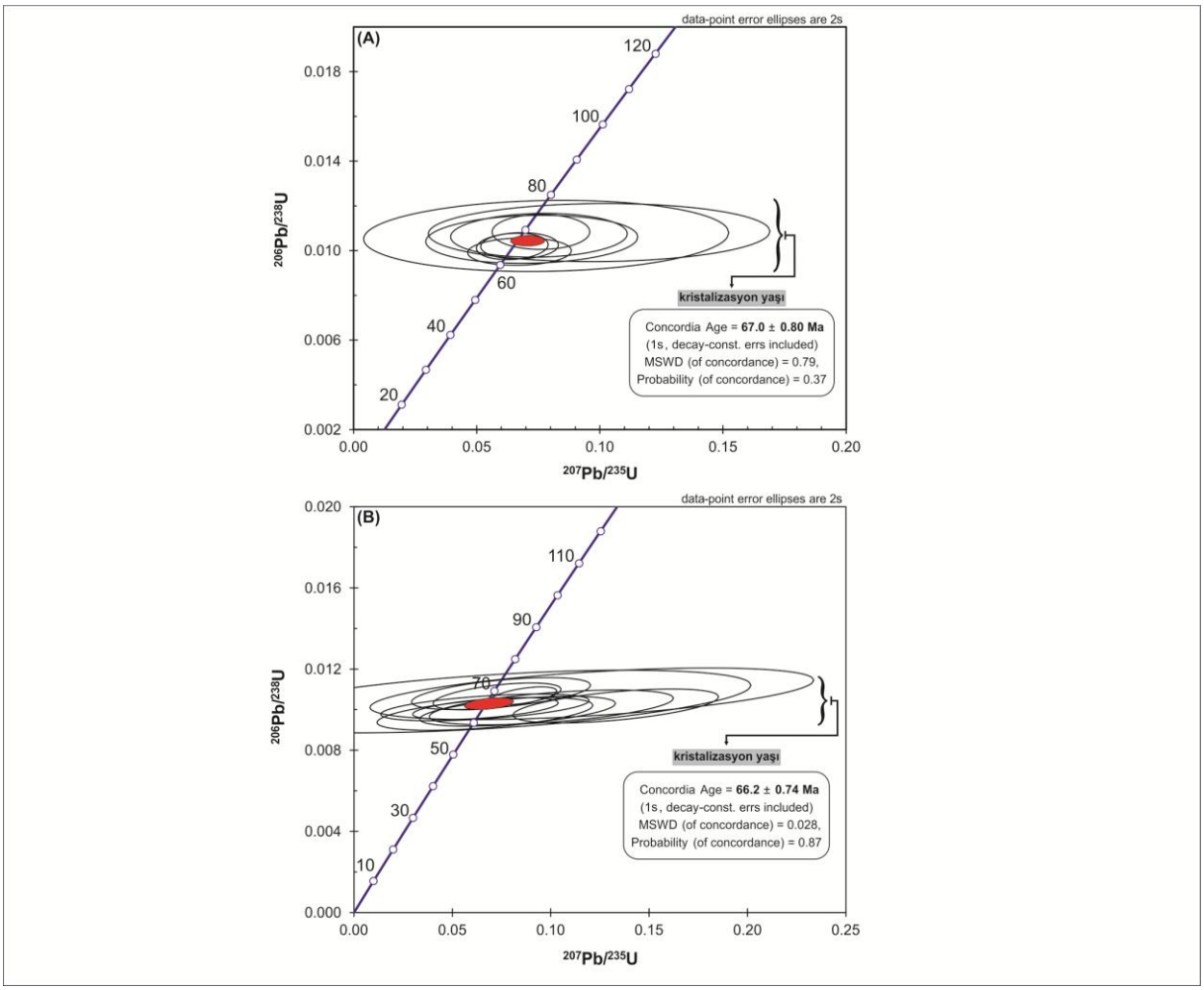


Şekil 4.61: IV. sistem dayklarına ait K70^{0}D yönlü andezit dayklarından andezit dayklarından FS14-20 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı. Açık mavi elipsler tektono-termal yaşları temsil etmektedir.

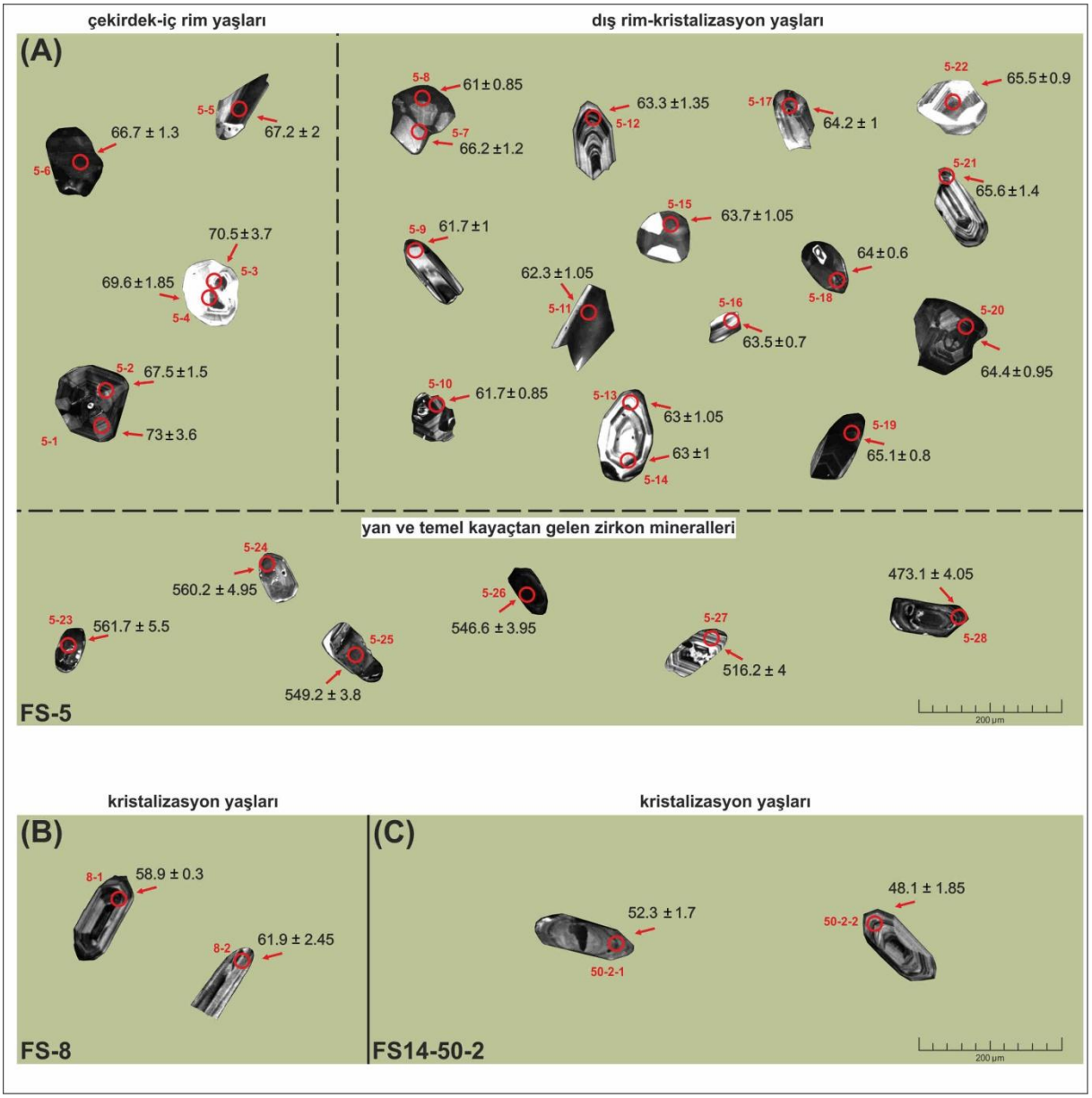
4.4.3.8. K75^{0}D yönlü dasit daykı (FS-7D)

12 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.60-C), ve analizi yapılmış zirkonların U konsantrasyonu 124-1738 ppm ve Th/U oranları 0.47-1.68 arasındadır (Ek-2-4). Zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, 7D-11 ve 7D-12 kodlu

zirkonlar haricindeki tüm zirkonlar, zonlanma sergiler, ve bu magmatik zirkonlar için tipiktir. Bahsi geçen bu kodlardaki zirkonlar zonsuz ve aşınmıştır, ve yan kayaç konumundaki Rheic Okyanusunun kıta kenar istiflerine ait tabakalarından kaynaklanmaktadır. Magmatik zirkonlar öz şekilli, uzun-prizmatik formlarındadır ve boyutları ise 63-180 μm arasındadır (Şekil 4.60). Bu örneğin konkordiya yaşı 66.2 ± 0.74 my olarak bulunmuştur (Şekil 4.62-B); ayrıca 7D-10 kodlu zirkon mineralinden 57 my tektono-termal yaş elde edilmiştir (Ek-2-4; Şekil 4.60-C; Şekil 4.62-B).



Şekil 4.62: IV. sistem dayklarına ait (A) K85^{0}D yönlü bazalt dayklarından FS-13 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı;K75^{0}D yönlü olan dasit dayklarından FS-7D örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı. Açık mavi elipsler tektono-termal yaşları temsil etmektedir.



Şekil 4.63: IV. sistem dayklarına ait (A) K80^{0}B yönlü olan andezit dayklarından FS-5, (B) FS-8; (C) K20^{0}B yönlü bazalt dayklarından FS14-50-2 örneğinden çıkan zirkonların katoduluminisans (CL) görüntüleri. Kırımızı içi boş dairelerin açıklamasına Şekil 4.48' den bakınız.

4.4.3.9. K80^{0}B yönlü bazaltik andezit daykı (FS-5)

24 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır (Şekil 4.63-A), ve analizi yapılmış zirkonların U konsantrasyonu 76.9-977.9 ppm, Th/U oranları 0.23-12.25 arasındadır (Ek-2-4). Analiz edilen zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, zirkonlar zonlanma ve geniş bantlı zonu sergiler (Şekil 4.63-A). Zirkonların gösterdikleri morfolojiler, analiz edilen zirkonların magmatik kökenli olduğunu gösterir. Ayrıca, analiz edilen zirkonlar öz şekilli, uzun-prizmatik ve piramit formlarında tipoloji sunar (Şekil 4.63-A). Ancak, kodları

5-23' den 5-28' e olan zirkonlar aşınmalarından dolayı öz şekillerini koruyamadıkları görülür (Şekil 4.63-A). Aşınan zirkonların bu dayk içinde olmasının sebebi dayk yerleşimi esnasında, yan kayaç konumundaki Rheic Okyanusunun kıta kenar istiflerine ait tabakalarından kaynaklı olduğu anlaşılır. Bu daykın kristalizasyonu ile ilişkili zirkonların, yan kayadan gelen kırıntılı-kalık zirkonlara göre daha büyük oldukları görülür ve her iki tipteki zirkonların boyutları 63-180 μm arasındadır (Şekil 4.63-A).

Bu örneğin konkordiya yaşı 62.0 ± 0.79 my olarak bulunmuştur (Şekil 4.64-A); bu yaşa ek olarak, çekirdeği çevreleyen zondan alınan yaş ise 67 my olarak elde edilmiştir (Ek-2-4; Şekil 64-A).

4.4.3.10. K80^{0}B yönlü bazaltik andezit daykı (FS-8)

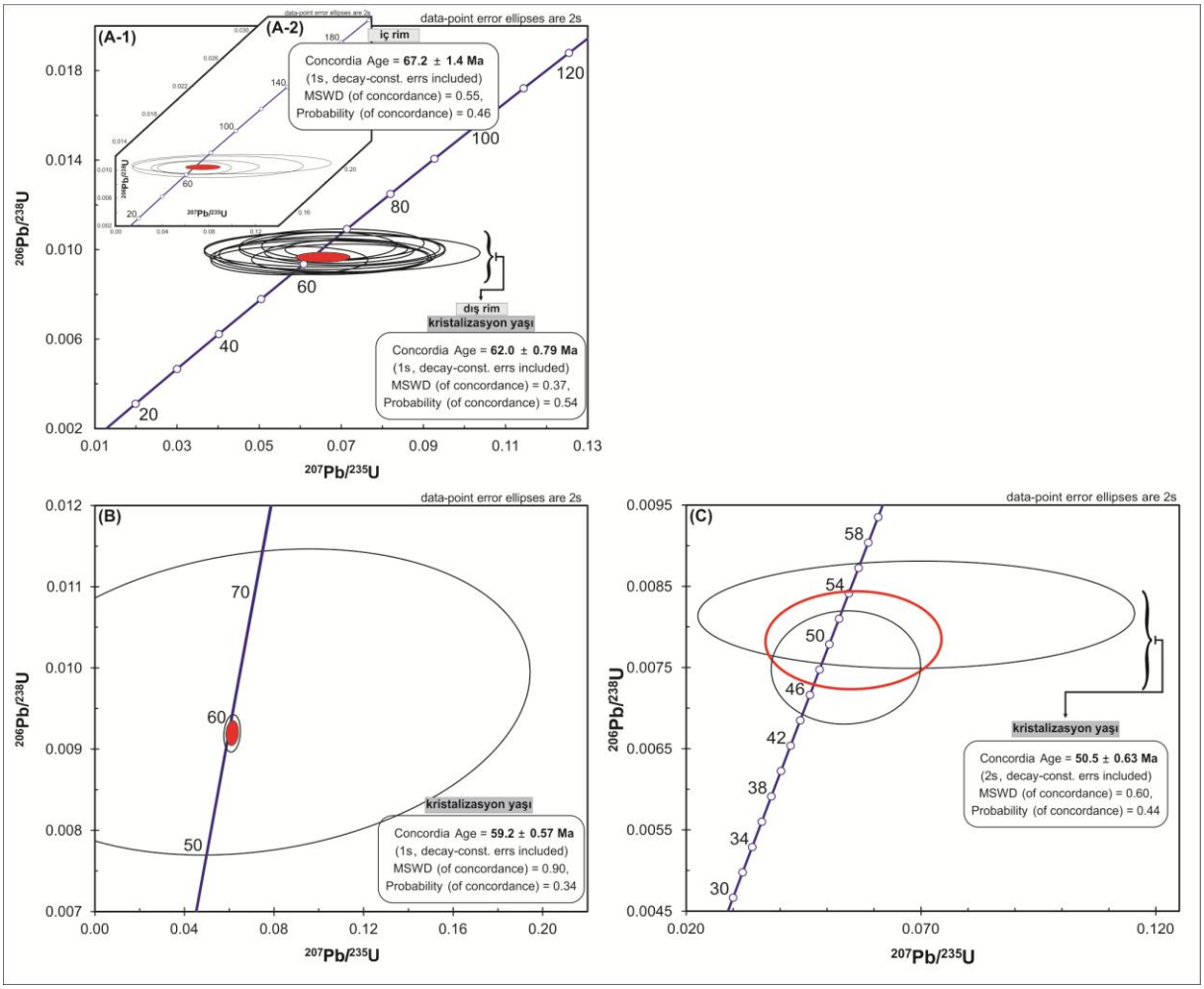
2 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb yaş analizleri yapılmıştır (Şekil 4.63-B) ve analiz edilmiş zirkonların U konsantrasyonu 830-9170 ppm ve Th/U oranları 1.18-5.11 arasındadır (Ek-2-4) Zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntülerine göre, zirkonlarda zonlanma görülür ve bu zonlanmalar magmatik zirkon için tipiktir (Şekil 4.63-B). Analiz edilen zirkonlar öz şekilli ve uzun-prizmatik formundadır ve boyutları 80-100 μm arasında (Şekil 4.63-B).

Bu örneğin konkordiya yaşı 59.2 ± 0.57 my olarak bulunmuştur (Şekil 4.64-B).

4.4.3.11. K20^{0}B yönlü bazaltik andezit daykı (FS14-50-2)

2 adet zirkon tanesi üzerinden U-Pb yaş analizleri yapılmıştır (Şekil 4.63-C) ve analiz edilmiş zirkonların U konsantrasyonu 106.7-138.1 ppm, Th/U oranları 0.49-0.57 arasındadır (Ek-2-4). Zirkon minerallerinin katoduluminisans görüntüleri incelendiğinde, zirkonlarda magmatik zonlanma morfolojisi sergiledikleri görülür (Şekil 4.63-C). Zirkonlar öz şekilli, prizmatik ve uzundur. Analiz edilen zirkonların boyutları ise 63-100 μm arasında oldukları görülür (Şekil 4.63-C).

Bu örneğin konkordiya (kristalizasyon) yaşı 50.5 ± 0.63 my olarak bulunmuştur (Şekil 4.64-C).



Şekil 4.64: IV. sistem dayklarına ait (A-1) K80^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarından FS-5 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı, (A-2) aynı örnekteki zirkonların iç-zonlarından elde edilen U-Pb konkordiya diyagramı; (B) K80^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarından FS-8 ve (C) K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarından FS14-50-2 örneğinin U-Pb konkordiya diyagramı.

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı olan temel kayalarına ve bu temel kayaların Paleozoyik yaşlı ifade edilen sedimanter örtü kayalarına farklı dönemlerde ve farklı yönlerde sokulan dayklar-sillerden elde edilen çekirdek ve kristalizasyon ile kristalizasyon ve tektono-termal yaşları arasında bir ilişki olduğu görülmektedir. Şöyle ki:

Kristalizasyon yaşı alınan dayklardan elde edilen zirkonlardaki çekirdek yaşları, o dayk veya silin oluştuğu dönem öncesindeki aynı bölgede meydana gelen bir jeodinamik hadiseyi temsil ederken, kristalizasyon yaşı alınan dayklardan saptanan zirkonlardaki tektono-termal yaşları, dayk-silin oluştuğu dönem sonrası aynı alanda gerçekleşen bir jeodinamik olayı temsil ettiği, ve o jeodinamik ortam içinde oluşan genç dayklarını ve bu tektonik birliğin deformasyonunu temsil ettiği görülür.

4.5 JEOKİMYA

Magmatik ve volkanik kayaçların ana-major ve iz-minor element kimyalarını kontrol eden en önemli etkenler kaynak alanın kimyasal bileşeni ve mineralojisi olarak sıralamak mümkündür (Rolinson, 1993). Buna ek olarak, kayaçların iz ve nadir toprak element bileşimleri kayaların mineralojik bileşimlerinin bir sonucu olarak ortaya çıkar. Ana elementler kayaç oluşturan ana minerallerin bünyesinde toplanır iken, iz ve nadir toprak elementler (REE) daha çok aksesuar minerallerinin bünyesinde toplanır (Mason ve Moore, 1982; Wilson, 1989; Lipin ve Mckay, 1989). İz elementlerin magma içindeki davranışları aynı ana element davranışları gibidir, ve iz elementler bazı esas elementlerin yerine geçer, ve bundan dolayı, magmanın kristalizasyon evrimi ile yakından ilgilidir. Kısmi ergime, fraksiyonel kristalleşme, kontaminasyon, magma karışımı gibi işlemlerde magmatik ve volkanik kayaların kimyasal özelliklerinin şekillenmesi sırasında etkindir (Rollinson, 1993). Jeokimyasal analizler, bu süreçleri ve bu süreç esnasında etkilerini incelemede kullanılan en etkin yöntemdir. Bu amaçla, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoik yaşlı temel kayalarını ve bu temel kayaçların ise Paleozoik yaşlı örtü sedimanter istiflerini farklı dönemlerde ve farklı yönlerde kesen dayk ve sillerin, jeokimyasal sınıflamasını yapabilmek, oluşumunda etken tektonik ortamlarını saptayabilmek, volkanizma ve magmatizmanın zamana bağlı değişimlerini ortaya koyabilmek için ana element oksit ve iz ile nadir toprak element jeokimya analizleri yapılmıştır.

Çalışma alanında kimyasal analizleri yapılmış tüm örneklere ait ana element oksit, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları I. sistem dayklar için Ek-3-1; II. sistem dayklar için Ek-3-2; III. sistem dayklar için Ek-3-3; IV. sistem dayklar için Ek-3-4' de verilmiştir. Her bir sistemin 'Jeokimyasal Sınıflama', Tektonik Ortam Ayırtlama', 'Ana Element Ayrımlaşma Trendleri', 'İz Element Ayrımlaşma Trendleri', 'Çoklu Element Paternleri' 'Nadir Toprak Element Desenleri' ve 'Magma Kaynak Alanları' olarak ayrı başlıklar halinde verilmiştir. Açıklamalar bölümünde kalın punto ile yazılmış dayk tiplerinin sadece İstanbul' da tespit edildiğini belirtmektedir, ve I. sistem dayklarda Kapıkaya granitini kesen 2 dasit daykı (Ustaömer, 1996, 1999), II. sistem dayklarda İstanbul Paleozoyik örtü istiflerine kesen 2 diyabaz daykı (Keskin vd., 2003, 2010) ve IV. sistem dayklarda Kapıkaya granitini kesen 4 andezitik daykı (Ustaömer, 1996, 1999), İstanbul Paleozoyik örtü istiflerine sokulan 2 lamprofir ile andezit daykı (Keskin vd., 2003, 2010) ile Çavuşbaşı granitine ait U-Pb yaşı tespit edilmiş 2 granit örneği (Yılmaz-Şahin vd., 2012), Şen (2012)' in dayklarıda ilgili diyagramlara konularak karşılaştırmalar yapılmıştır ve

yapılan bu karşılaştırmalar, bu bölümün magma kaynak alanları diyagramları ile birlikte değerlendirilmiştir.

4.4.1. Jeokimyasal Sınıflama

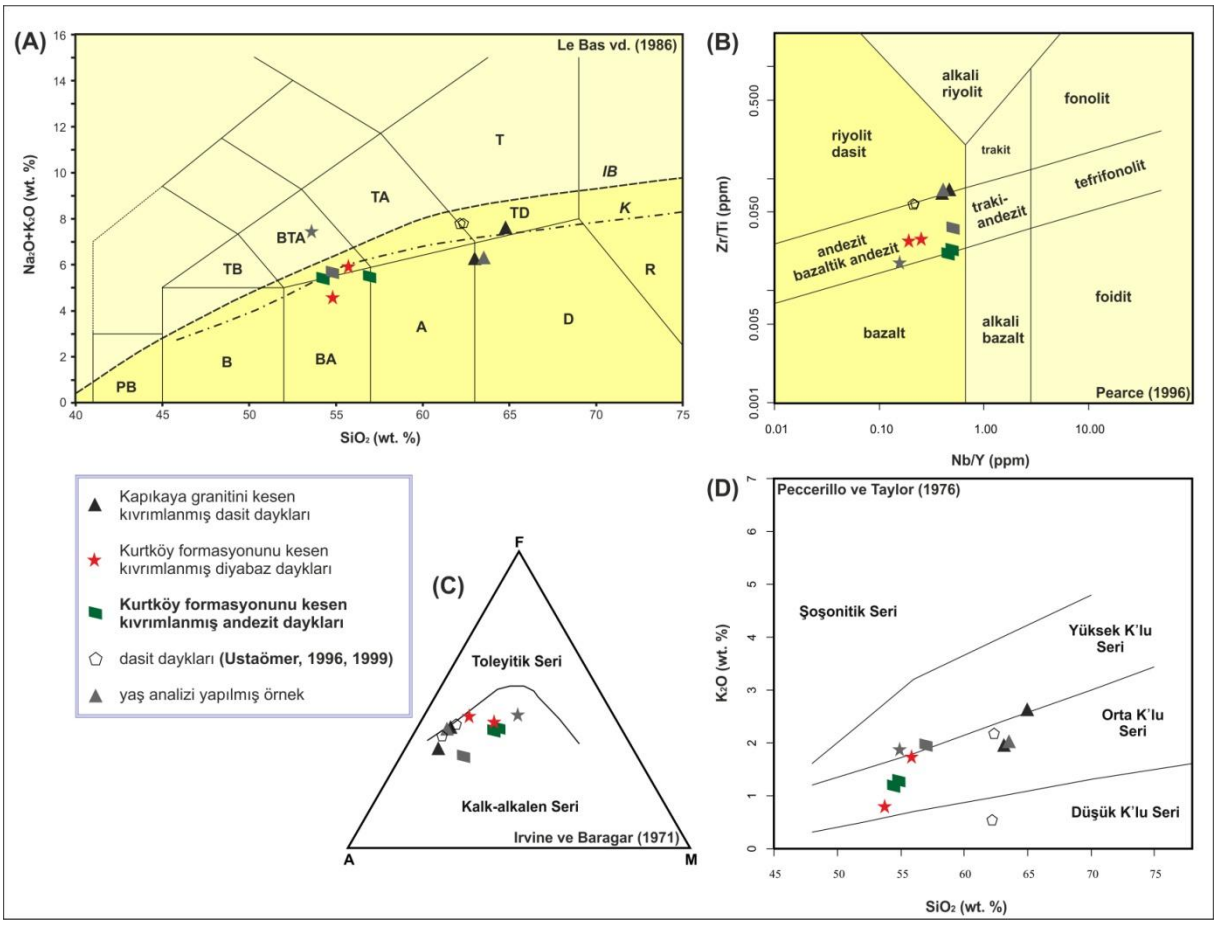
I., II., III. ve IV. sistem dayklarına ait tüm örnekleri jeokimyasal temelinde sınıflamak için ilk olarak Le Bas vd. (1986)' ın TAS (SiO_2-Na_2O+K_2O) diyagramı kullanılmıştır. Hem petrografi bölümünde tespit edilen alterasyonların etkilerini kontrol etmek hem de ateşte su kaybı (LOI) değerlerinin TAS sınıflamasında olabilecek sapmalarından doğacak yanlışlıkları önlemek için Pearce (1996)' nın Nb/Y - Zr/Ti diyagramı kullanılmıştır. Bu doğrulama yapıldıktan sonra ise Pearce (1996)' nın NbY - Zr/Ti diyagramı üzerinden alkali/sub-alkali ayrımı temel alınmıştır. Toleyitik seri ile Kalk-alkalen seri ayrımı için Irvine ve Baragar (1971)' in AFM (A, Na_2O +K_2O; F, FeO; M, MgO) diyagramı kullanılmıştır. Son olarak ise, kalk-alkalen serinin kendi içindeki as alanlarını ayırabilmek için Peccerillo ve Taylor (1976)' nın SiO_2-K_2O diyagramına tüm örnekler iz-düşürülmüştür. Ayrıca, III. sistem dayklar olarak tariflenen granitik dayklarının sınıflamasını Cox vd. (1979)' un SiO_2-Na_2O+K_2O diyagramı ile granitik dayklarının türünü ise, Shand (1943)' ün A/CNK-A/NK diyagramı kullanılarak tespit edilmiştir.

4.4.1.1. I. Sistem Dayklarının Jeokimyasal Sınıflaması

Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre, kıvrımlanmış dasit dayklarının SiO_2 içerikleri % 63.12 64.95, LOI değerleri 2.2-3.7, ve kıvrımlanmış olan diyabaz dayklarının SiO_2 içerikleri % 53. 73-55.84, LOI değerleri 2.7-4.8 ve kıvrımlanmış andezit dayklarının SiO_2 içerikleri % 54.37-56.98, LOI değerleri ise 1.5-3.3 arasında değişmektedir (Ek-3-1). I. sistem dayklarının tamamı Le Bas vd. (1986)' ın TAS (SiO_2-Na_2O+K_2O) diyagramına iz düşürüldüğünde, tüm örneklerin bazaltik andezitten dasite kadar değişen bir jeokimyasal dağılıma sahip oldukları görülür. Bu diyagramda tek bir örnek, alkali alanda yer almaktadır (Şekil 4.65-A). Ancak, Pearce (1996)' nın Nb/Y - Zr/Ti diyagramı kullanıldığında tüm örneklerin, sub-alkali alanda bazaltik andezit, andezit ve dasit alanlarına iz düştüğü görülmektedir (Şekil 4.65-B). Bu 2 sınıflama diyagramı arasındaki farklılık I. sistem dayklarının petrografisi bölümünde tariflenen alterasyonların ve yüksek oranda LOI değerlerinin örnekler üzerindeki etkisinin olmasından kaynaklanmaktadır.

Her üç dayk tipine ait ürünlerinin tamamı Irvine ve Baragar (1971)' in AFM (A, Na_2O + K_2O; F, FeO; M, MgO) diyagramına iz düşürüldüğünde, kalk-alkalen seri içinde yer aldığı görülür (Şekil 4.65-C). Peccerillo & Taylor (1976)' nın SiO_2-K_2O diyagramında kıvrımlanmış andezit dayklarının orta K' lu seriden yüksek K' lu seriye geçiş trendi ve kıvrımlanmış dasit dayklarının

sırası ile düşük K' lu seri-orta K' lu seri ve yüksek K' lu seriye geçiş trendi görülür (Şekil 4.65 -D).



Şekil 4.65: I. sisteme ait daykların jeokimyasal sınıflama diyagramları. A) Le Bas vd. (1986)' ın TAS (SiO_2-Na_2O+K_2O) diyagramı. Kısaltmalar: PB-pikritik bazalt, B-bazalt, TB-trakibazalt, BA-bazaltik andezit, BTA-bazaltik trakiandezit, A-andezit, TA-trakiandezit, T-trakit, TD-trakidasit, D-dasit, R-riyolit, IB: Alkalin-subalkalin ayrımı Irvine ve Baragar (1971), K: Alkalin-subalkalin ayrımı Kuno (1966). B) Pearce (1996)' nın Nb/Y - Zr/ Ti diyagramı. C) Irvine ve Baragar (1971)' in AFM (A, Na_2O + K_2O; F, FeO; M, MgO) diyagramı. D) Peccerillo ve Taylor (1976)' nın SiO_2-K_2O diyagramı.

4.4.1.2. II. Sistem Daykları Jeokimyasal Sınıflaması

Jeokimya analiz sonuçlarına göre, K80^{0}D yönlü dasit dayklarının SiO_2 içerikleri % 65.03-67. 02, LOI değerleri 3.2-5.3; K15^{0}B yönlü dasit dayklarının SiO_2 içerikleri % 63.53-64.21, LOI değerleri 2.1-2.7; K50^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarının SiO_2 içerikleri ise % 52.34-53.12, LOI değerleri 1.1-4.7, ve K-G yönlü diyabaz dayklar-sillerinin SiO_2 içerikleri % 48.80-49.84, LOI değerleri 2.8-3.2; K15^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarının SiO_2 içerikleri % 52.68-53.8 LOI değerleri 9.8-12.8; K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarının SiO_2 içerikleri % 52.67-52.9 LOI değerleri 4.5-6.5 arasında değişim göstermektedir (Ek-3-2). II. sistem daykların tamamı

Le Bas vd. (1986)' ın TAS (SiO_2-Na_2O+K_2O) diyagramına iz düşürüldüğünde, tüm örneklerin bazalttan dasite kadar geniş bir jeokimyasal dağılıma sahip oldukları görülmektedir, ve $K5^0D$ yönlü bazaltik andezit dayklarından 2 örnek alkali alanda yer almaktadır (Şekil 4.66-A); fakat tüm örnekler Pearce (1996)' nın Nb/Y - Zr/Ti diyagramına iz düşürüldüğünde de, $K5^0D$ yönlü bazaltik andezit daykının kalk-alkali alanda, $K15^0D$ yönlü bazaltik andezit daykının ise alkali alanda yer aldığı görülür (Şekil 4.66-B). Bu iki sınıflama diyagramı arasındaki farklılıklar ise II. sistem dayklar petrografisi bölümünde saptanan alterasyonların ve jeokimyasal analizlerde görülen yüksek oranda LOI değerlerinin dayk örneklerinin üzerindeki etkisiyle açıklanabilir.

Dayk örneklerinin tamamı Irvine ve Baragar (1971)' in AFM (A,Na_2O+K_2O;F,FeO;M, MgO) diyagramına iz düşürüldüğünde de K-G yönlü olan diyabaz daykları haricinde diğer tüm dayk tiplerinin kalk-alkalen seri alanı içinde yer aldığı görülür (Şekil 4.66-C). Peccerillo ve Taylor (1976)' nın SiO_2-K_2O diyagramında $K15^0B$ yönlü dasit daykları düşük K' lu seri alanına diğer tüm daykların orta K' lu seri alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.66-D).

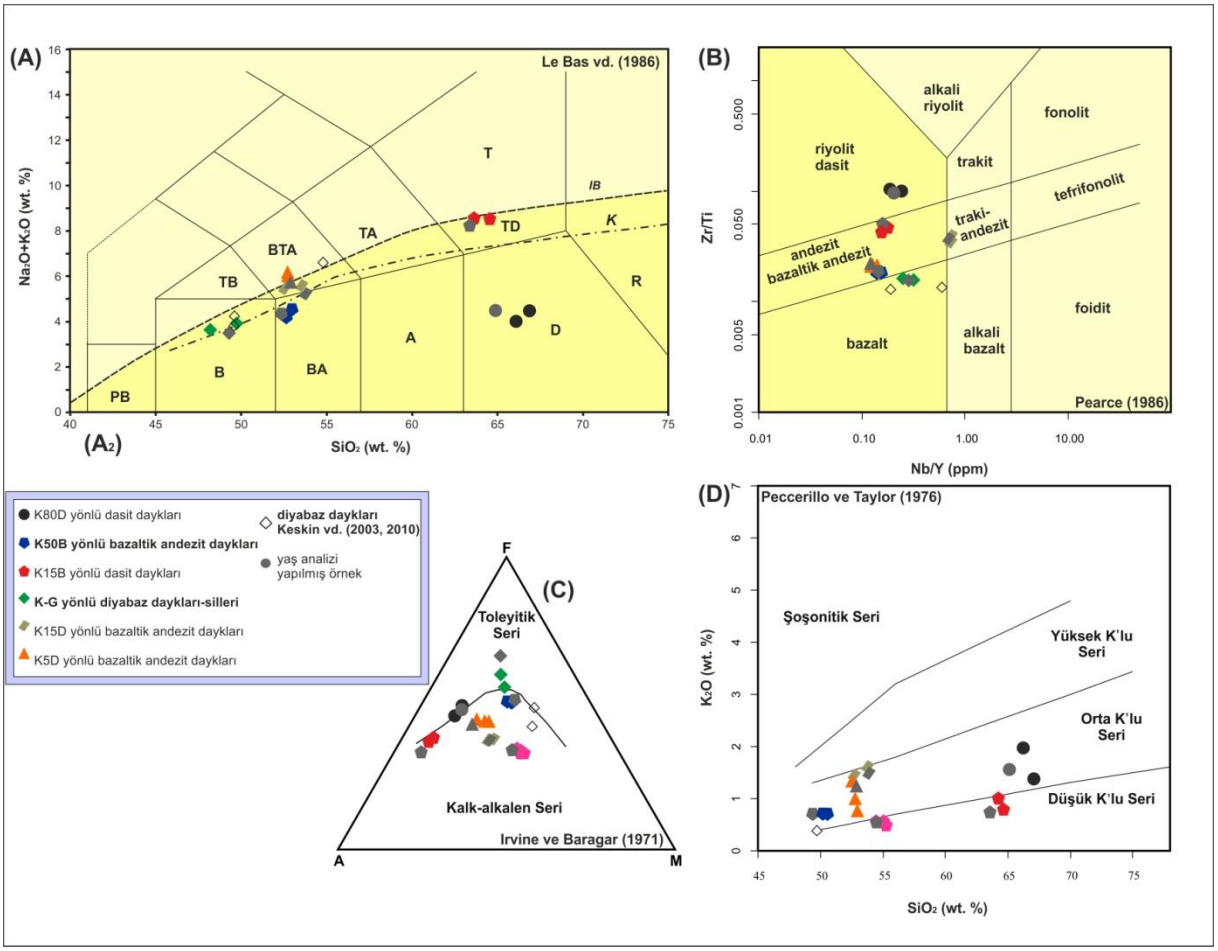
4.4.1.3. III. Sistem Daykları Jeokimyasal Sınıflaması

Jeokimya analiz sonuçlarına göre $K40^0$-50^0D yönlü bazalt dayklarının SiO_2 içerikleri % 47.21 -47.87, LOI değerleri 3.1-6.2; $K75^0D$ yönlü granit daykları-sillerinin SiO_2 içerikleri % 70.14-71.21, LOI değerleri 1.5-1.8; $K80^0B$ yönlü andezit dayklarının SiO_2 içerikleri % 54.76-55.96, LOI değerleri 3.3-3.8, ve $K80^0D$ yönlü andezit dayklarının SiO_2 içerikleri % 53-53.68 ile LOI değerleri 2.1-4.4, $K50^0D$ yönlü andezit dayklarının SiO_2 içerikleri 52.55-59-99, LOI değerleri 2.8-6.1 arasında değişim göstermektedir (Ek-3-2).

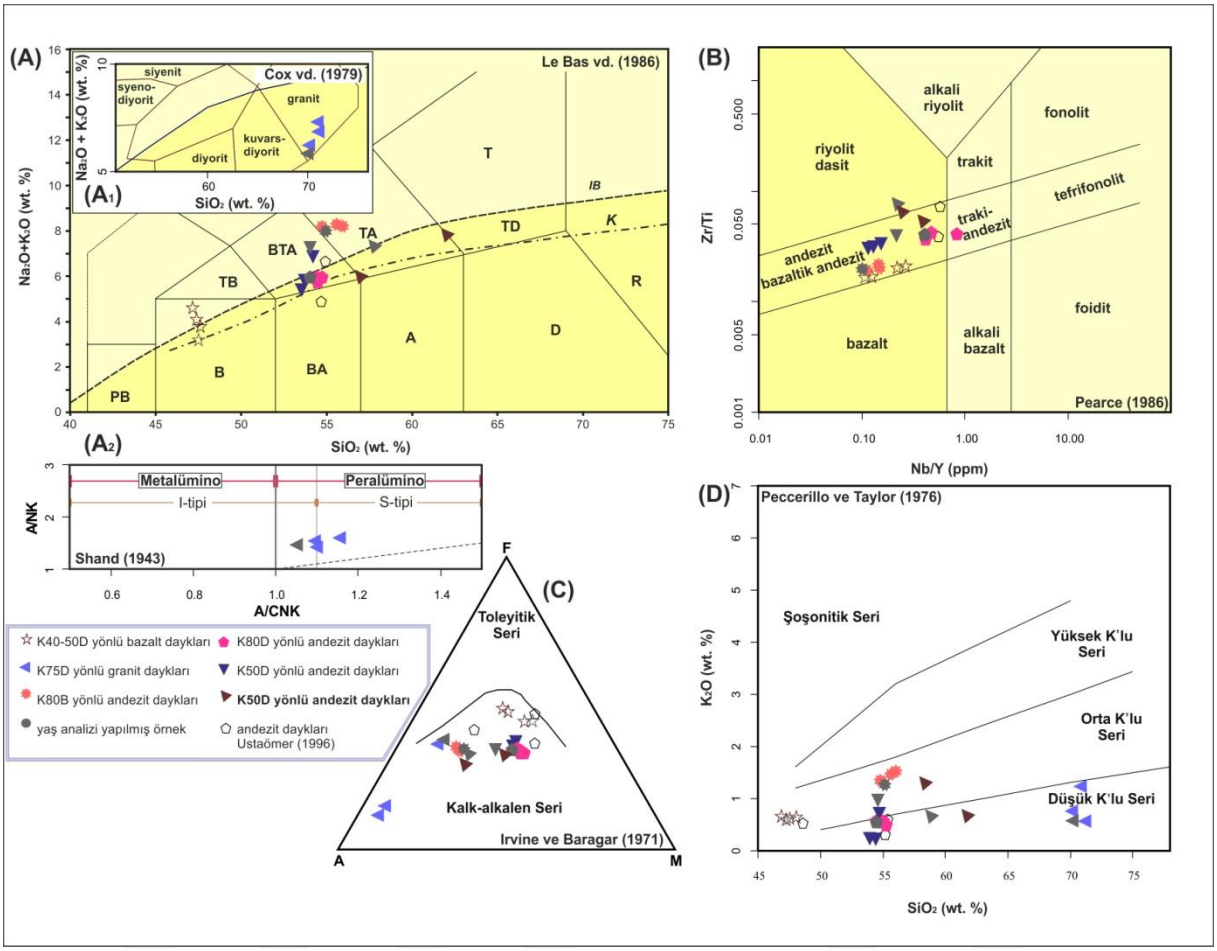
Bu grup içindeki $K75^0D$ yönlü granitik dayklar ve silleri Cox vd. (1979)' un SiO_2-Na_2O+K_2O diyagramında granit alanına iz-düştüğü (Şekil 4.67-A_1), ve Shand (1943)' ün A/CNK - A/NK diyagramında granit dayk-sillerinin peralümino ile I ve S tipi tipinde olduğu görülür (Şekil 5.66-A_2). III. sistem daykların diğer tüm örnekleri Le Bas vd. (1986)' ın TAS (SiO_2 - Na_2O + K_2O) diyagramına iz konulduğunda örneklerin bazalttan andezite kadar geniş bir jeokimyasal dağılıma sahip oldukları görülür ve $K80^0B$ yönlü andezit daykların tüm örnekleri, $K40^0$-50^0D yönlü bazalt dayklarından 2 örnek, $K50^0D$ yönlü andezit dayklarından 2 örnek alkali bölümde yer alır (Şekil 4-67-A); fakat bu örnekler (1996)' nın Nb/Y - Zr/Ti diyagramına konulduğunda örneklerin tümü bazalttan dasite kadar bir dağılıma sahip oldukları anlaşılmaktadır, ve $K80^0D$ yönlü andezit dayklarının alkali alanda yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.67-B). Bahsi geçen bu iki sınıflama diyagramı arasındaki farklılıklar, III. sistem daykları petrografisi bölümünde

tespit edilmiş alterasyonların ve jeokimya analizlerinden elde edilmiş yüksek oranda ateşte su kaybı (LOI) değerlerinin örnekler üzerindeki etkisiyle açıklanabilir.

Örneklerin tamamı Irvine ve Baragar (1971)' in AFM (A, Na_2O + K_2O; F, FeO; M, MgO) diyagramına iz düşürüldüğünde, tüm dayk-sillerin kalk-alkalen seri içinde yer aldığı görülür (Şekil 4.67-C). Peccerillo ve Taylor (1976)' nın SiO_2 - K_2O diyagramında, K15^{0}B yönlü dasit daykları ile K75^{0}D yönlü granit daykları, K80^{0}D-K50^{0}D yönlü dayklarından bazı örneklerin düşük K' lu seri alanına iz düştüğü; diğer tüm daykların ise orta K' lu seri alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.67-D).



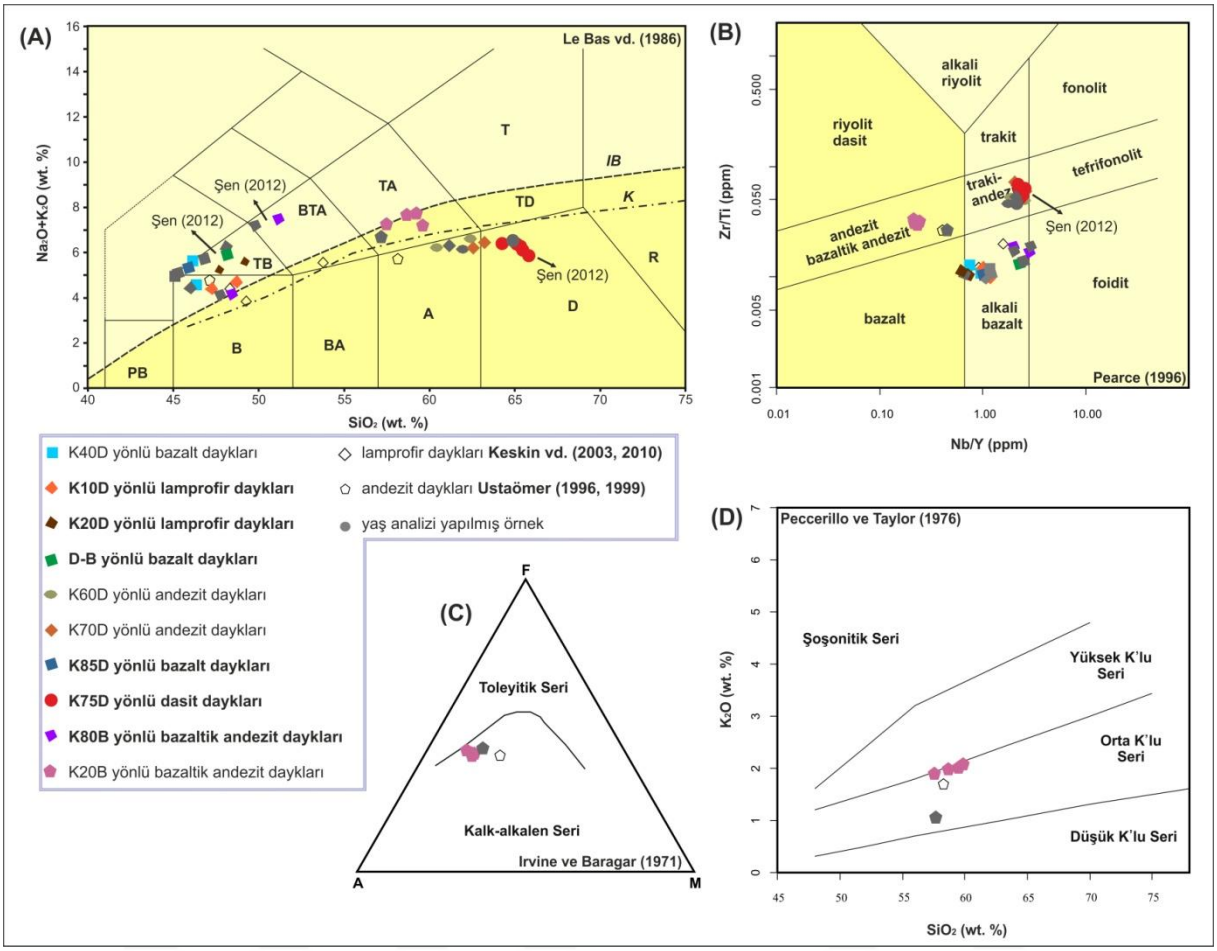
Şekil 4.66: II. sisteme ait daykların jeokimyasal sınıflama diyagramları. A) Le Bas vd. (1986)' ın TAS (SiO_2 - Na_2O + K_2O) diyagramı. Kısaltmalara Şekil 4.64' den bakınız. B) Pearce (1996)' nın Nb/Y - Zr/Ti diyagramı. C) Irvine ve Baragar (1971)' in AFM (A, Na_2O + K_2O; F, FeO; M, MgO) diyagramı. D) Peccerillo ve Taylor (1976)' nın SiO_2 - K_2O diyagramı.



Şekil 4.67: III. sisteme ait daykların jeokimyasal sınıflama diyagramları. A) Le Bas vd. (1986)' ın TAS (SiO_2 - Na_2O + K_2O) diyagramı. B) Pearce (1996)' nın Nb/Y - Zr/Ti diyagramı. C) Irvine ve Baragar (1971)' in AFM (A, Na_2O + K_2O; F, FeO; M, MgO) diyagramı. D) Peccerillo ve Taylor (1976)' nın SiO_2 - K_2O diyagramı. Kısaltmalar için Şekil 4.64' e bakınız.

4.4.1.4. IV. Sistem Daykları Jeokimyasal Sınıflaması

Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre $K40^0D$ yönlü bazalt dayklarının SiO_2 içerikleri % 45.12 46.38, LOI değerleri 4.4-5.6; $K10^0D$ yönlü lamprofir dayklarının SiO_2 içerikleri % 46.02-48. 75, LOI değerleri 4.1-5.6; $K20^0D$ yönlü lamprofir dayklarının SiO_2 içerikleri % 46.12-49.12, LO değerleri 4.4-4.7 ve $K60^0D$ yönlü andezit dayklarının SiO_2 içerikleri % 60.42-62.45, LOI değerleri 6.1-8.2; D-B yönlü bazalt dayklarının SiO_2 içerikleri % 46.72-48.18, LOI değerleri 4-4.9, $K70^0D$ yönlü andezit dayklarının SiO_2 içerikleri % 61.21-62.57, LOI değerleri 4.3-5.1; $K85^0D$ yönlü bazalt dayklarının SiO_2 içerikleri % 45.20-48.88; LOI değeri 8.3; $K75^0D$ yönlü dasit dayklarının SiO_2 içerikleri % 64.37- 65.98, LOI değerleri 5.1-7.8; $K80^0B$ yönlü bazaltik andezit dayklarının SiO_2 içerikleri % 47.87-51.21, LOI değerleri ise 3.3-8.8, ve $K20^0B$ yönlü bazaltik andezit dayklarının SiO_2 içerikleri % 57.57-59.48, LOI değerleri 2.1-3.1 arasındadır.



Şekil 4.68: IV. sisteme ait daykların jeokimyasal sınıflama diyagramları. A) Le Bas vd. (1986)' ın TAS (SiO_2 - Na_2O + K_2O) diyagramı. B) Pearce (1996)' nın Nb/Y - Zr/Ti diyagramı. C) Irvine ve Baragar (1971)' in AFM (A, Na_2O + K_2O; F, FeO; M, MgO) diyagramı. D) Peccerillo ve Taylor (1976)' nın SiO_2 - K_2O diyagramı. Kısaltmalar için Şekil 4.64' e bakınız.

IV. sistem daykları Le Bas vd. (1986)' ın TAS (SiO_2-Na_2O+K_2O) diyagramına konulduğunda örneklerin bazalttan dasite kadar geniş jeokimyasal dağılımına sahip olduğu gözlenir. K60^{0}D yönlü andezit daykları, K70^{0}D yönlü andezit daykları, K75^{0}D yönlü dasit daykları, ve K20^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları sub-alkali alana iz düşer iken, diğer tüm örnekler alkali alanda yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.68-A). Örneklerin tamamı, Pearce (1996)' nın Nb/Y - Zr/ Ti diyagramına iz düşürüldüğünde ise yalnızca K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarına ait olan örneklerin sub-alkali alanda yer aldığı görül (Şekil 4.68-B). İki sınıflama diyagramı arasında oluşan farklılıklar, IV. sistem daykları petrografisi bölümünde belirlenen alterasyonlardan ve yüksek oranda LOI değerlerinin örnekler üzerindeki olumsuz etkisiyle açıklanabilir. Sub-alkali alanda yer alan K20^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları Irvine ve Baragar (1971)' in

AFM diyagramında kalk-alkalen seri içinde (Şekil 4.67-C); Peccerillo ve Taylor (1976)' nın SiO_2 - K_2O diyagramında orta K' lu seri alanına iz düştüğü görülür (Şekil 4.68-D).

4.4.2. Tektonik Ortam Ayırtlama

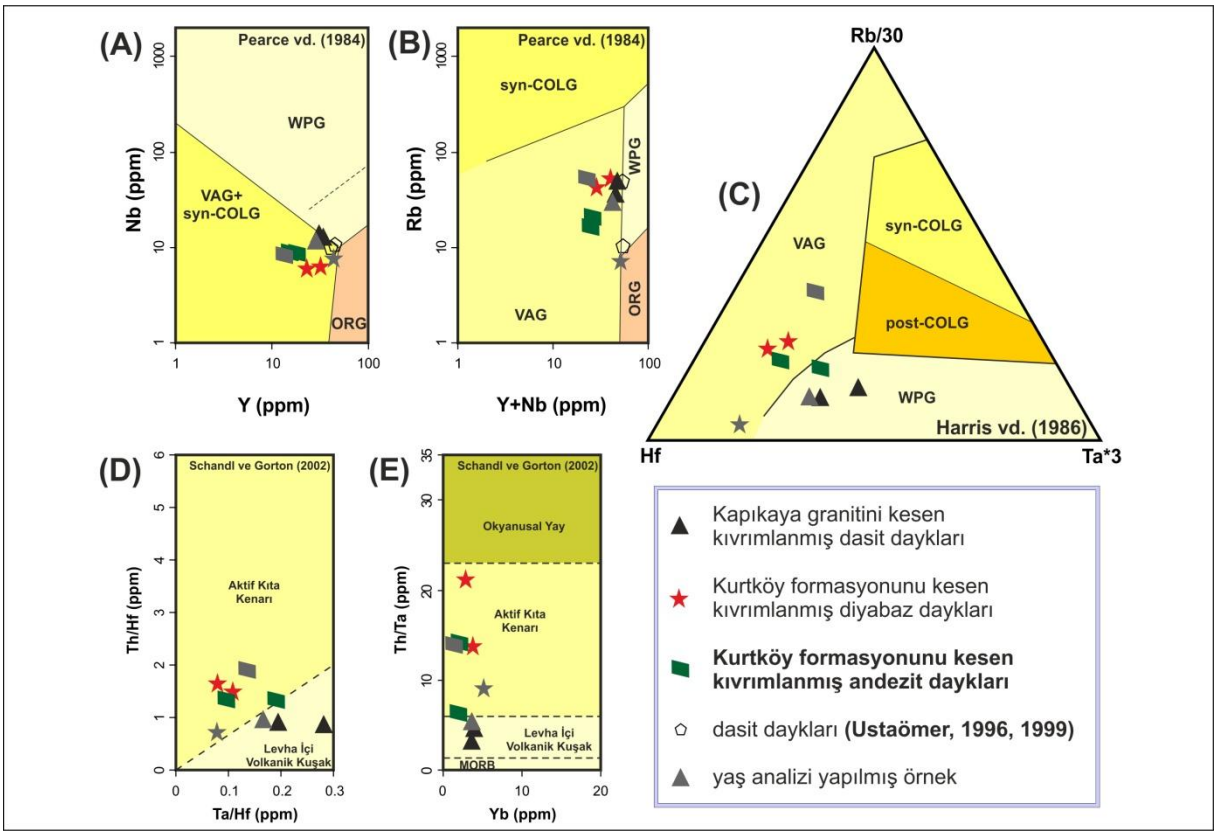
Tüm sistemlerdeki dayk ve sil örneklerinin SiO_2 içeriği % ' 60' ın altında kalanlar için Wood (1990)' in Th-Ta-Hf/3 diyagramı, Meschede (1986)' ın Zr/4-Nb*2-Y diyagramı ile Pearce ve Cann (1973)' ün Zr-Ti/100-Y*3 diyagramı ve Pearce (1984)' ün Y-Cr diyagramı bahsi geçen bu dayk-sil tipleri için kullanılmıştır. SiO_2 içeriği % ' 60' ın üstünde olan dayklar için Pearce vd. (1984)' ün Y-Nb, Y+Nb-Rb diyagramı, Harris vd. (1986)' nın Hf - Rb/3-Ta*3 diyagramı, Schandl ve Gorton (2002)' in Ta/Hf-Th/Hf ve Yb-Th/Ta diyagramları ile birlikte Thieblemont ve Tegyey (1994)' ün Zr-$(Nb/Zr)_n$ diyagramı kullanılmıştır.

I. sistem dayklarda, SiO_2 içeriği % 60' ın altında olan kıvrımlanmış diyabaz daykları (SiO_2 %53.73-55.84) ile kıvrımlanmış andezitik daykları (SiO_2% 54.37-56.98) ortaç ve asidik magmatik-volkanik kayaçlar için de kullanılabilen Pearce (1984), Harris vd. (1984), Schandl ve Gorton (2002) diyagramlarına kıvrımlanmış dasit daykları (SiO_2 %63.12-64.95) ile birlikte iz düşürülerek değerlendirilmiştir.

4.4.2.1. I. Sistem Daykları Tektonik Ortamı

Her üç dayk tipinin örnekleri Pearce vd.(1984)' ün Y+Nb diyagramına iz düşürüldüğünde tüm örneklerin yay ve çarpışma ile eş yaşlı alanda (VAG + syn-COLG) yer aldığı görülür (Şekil 4 69-A). Tektonik ortamı birbirinden ayırmak için, Pearce vd.(1984)' ün Y+Nb-Rb diyagramına tüm örnekler iz düşürülmüştür, ve tüm örneklerin volkanik yay alanında (VAG) yer aldığı ve kıvrımlanmış dasit daykları, levha-içi ortam (WPG) ile sınırında kaldığı görülür (Şekil 4.69-B). I sistem dayklarda volkanik yay ortamı ile levha içi ortamı ayırmak için Harris vd. (1984)' ün Hf-Rb/3-Ta*3 diyagramına bu örnekler iz düşürülmüş ve kıvrımlanmış dasit daykının tüm örnekleri ile kıvrımlanmış andezit dayklarından 1 örneğin levha içi alanda, kıvrımlanmış olan diyabaz dayklarının ve kıvrımlanmış andezit dayklarından 2 örneğin, volkanik yay alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 69-C). Harris vd. (1984)' ün Hf - Rb/3 - Ta*3 diyagramında da yapılan bu tespitleri, Schandl ve Gorton (2002)' in Ta/Hf-Th/Hf ve Yb-Th/Ta diyagramlarına teyit etmek için iz düşürüldüğünde ise, kıvrımlanmış dasit dayklarının tüm örnekleri levha içi volkanik kuşak alanına iz-düştüğü kıvrımlanmış diyabaz dayklarından bir örneğin (FS14-101) ve kıvrımlanmış andezit dayklarından bir örneğin levha içi volkanik kuşak ve aktif kıta kenarı sınırında, diğer örneklerin ise aktif kıta kenarı alanında, yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.69).

Bu diyagramlarda yapılan tespitlere göre, bu dayk tiplerinin tamamı volkanik yay boyunca gelişen rift ortamında sokulmuş olmalıdır.



Şekil 4.69: I. sistem daykların tektonik ayırtlama diyagramları. Pearce vd. (1984)' ün Y - Nb (A) ve Y+Nb - Rb (B) diyagramları. C) Harris vd. (1986)' nın Hf - Rb/3 - Ta*3 diyagramı. Kısaltmalar: VAG+syn-COLG-Volkanik yay ve çarpışmayla ilişkili, WPG-levha içi; ORG-orojenik kuşak, syn-COLG-çarpışmayla ilişkili, post-COLG-çarpışma sonrası. Schandl ve Gorton (2002)' in Ta/Hf - Th/Hf (D) ve Yb - Th/Ta diyagramları (E).

4.4.2.2. II. Sistem Daykları Tektonik Ortamı

II. sisteme ait dayklarda, SiO_2 içerikleri % 60' ın altında olan $K50^0B$ yönlü bazaltik andezit daykları, K-G yönlü diyabaz dayk ve silleri, $K15^0D$ ile $K5^0D$ yönlü bazaltik andezit daykları, Wood (1980)' in Ta-Ta-Hf/3 diyagramına, Meschede (1986)' ın Zr/4-Nb*2-Y diyagramına ve Pearce ve Cann (1973)' ün Zr-Ti/100-Y*3 diyagramına, Pearce (1982)' nin Y-Cr diyagramına iz düşürülmüştür (Şekil 4.70-A-B-C-D).

Wood (1980)' in Ta-Ta-Hf/3 diyagramında tüm örnekler kalk-alkalen alanda yer alır (Şekil 4 70-A). Meschede (1986)' ın Zr/-Nb*2-Y diyagramında $K15^0D$ yönlü bazaltik andezit daykları

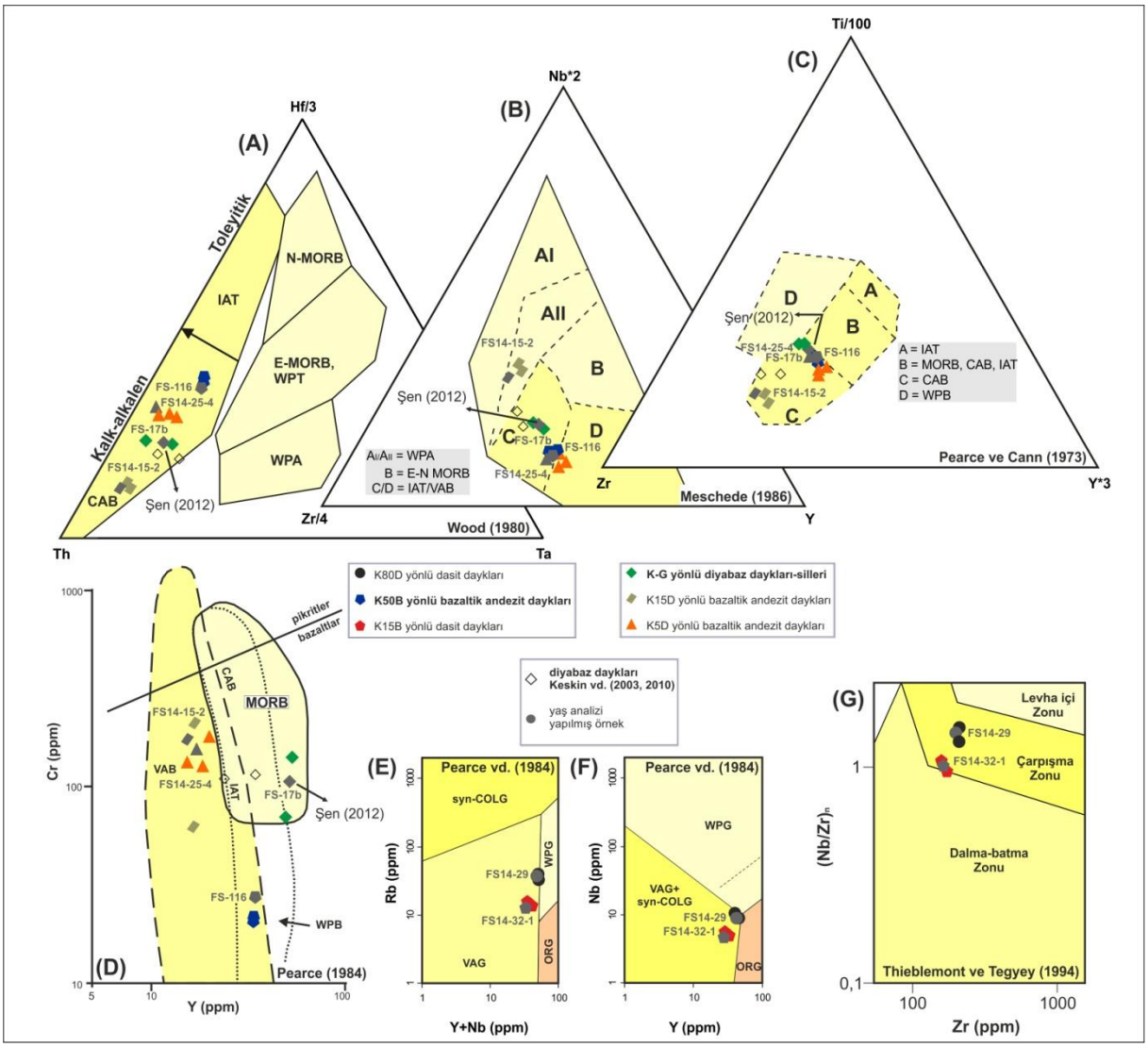
levha içi ortamında, diğer tüm dayk tiplerinin volkanik yay alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.69-B), ve Pearce ve Cann (1973)' ün Zr-Ti/100-Y*3 diyagramına iz düşürüldüğünde, tüm dayk tiplerinin volkanik yay ortamına iz düştüğü görülmektedir fakat K-G yönlü diyabaz dayk-sillerin volkanik yaya bağlı MORB alanı ile sınırında yer alması dikkat çekicidir (Şekil 4.70-C). Bazalt, bazaltik andezit ve andezit daykları da Pearce (1982)' in Y-Cr diyagramına iz düşürüldüğünde, K-G yönlü diyabaz dayk-sillerinin diğer dayk tiplerinden belirgin bir oranda ayrılarak levha-içi alana iz-düştüğü görülmektedir (Şekil 4.70-D).

Bu tektonik ayırtlama diyagramlarında $K15^0D$ yönlü olan bazaltik andezit dayklarının hem levha-içi ortamda hem de volkanik yay ortamında yer alması çelişki yaratmaktadır. Bu dayk tiplerinin Pearce (1996)' nın Nb/Y-Zr/Ti jeokimyasal sınıflama diyagramında alkali/subalkali alanının sınırına iz düşmesi (Şekil 4.66-B), ve Meschede (1986)' ın Zr/4 - Nb*2 - Y tektonik ayırtlama diyagramında levha içi alanda yer alması uyumsuz Y elementi değerlerinin (15,2 - 16,7 ppm) oldukça düşük olması, bu diyagramlarda sapmaya yol açtığı söylenebilir. Buna ek olarak, Pearce (1982)' in Y-Cr diyagramında ise $K15^0D$ yönlü bazaltik andezit dayklarında Y elementinin düşük olmasına rağmen Y element değerinin yüksek olduğu diğer dayk tipleriyle benzer alana iz düşmesi de $K15^0D$ yönlü bazaltik andezit dayklarının yitime bağlı bir tektonik ortamda oluştuğunu kanıtlamaktadır (Şekil 4.70-D). Bu dayk tipinde bulunan alterasyonların ve jeokimya analiz sonuçlarından elde edilen LOI değerlerinin (% 9.8-12.8) oldukça yüksek olması bu dayk içindeki elementlerin bozuşmasına yol açıp, bu tür sapmalara en büyük etken olduğu hiç şüphe götürmez bir gerçektir.

Pearce (1982)' in Y-Cr diyagramında, K-G yönlü diyabaz dayk-sillerin levha-içi ortamda yer alması (Şekil 4.70-D), iki farklı yorumla açıklanabilir. Bu dayk sistemindeki magma ya kalık olarak kalmış yitimce zengin magmatik kalıntıların olduğu ortamda hareket etmesi ile ilişkili olabilir ya da yitime bağlı gelişen bir yay ardı havzada magmatik faaliyetler sonucunda bu tip dayklar sokulmuş olabilir.

SiO_2 içerikleri % 60'ın üstünde olan $K80^0D$, $K15^0B$ yönlü dasit daykları Pearce vd.(1984)' ün Y+Nb-Rb diyagramına iz düşürülmüştür; örneklerin tamamı volkanik yay alanında yer aldığı görülür (Şekil 4.70-E). Çarpışma ile volkanik yay alanlarını ayırabilmek için Thieblemont ve Tegyey (1994)' ün Zr-$(Nb/Zr)_n$ diyagramına tüm örnekler iz düşürülmüştür, ve bu daykların yitime bağlı bir çarpışma hattında yada yitime bağlı olan bir jeodinamik ortamda sokuldukları görülmektedir (Şekil 4.70-G).

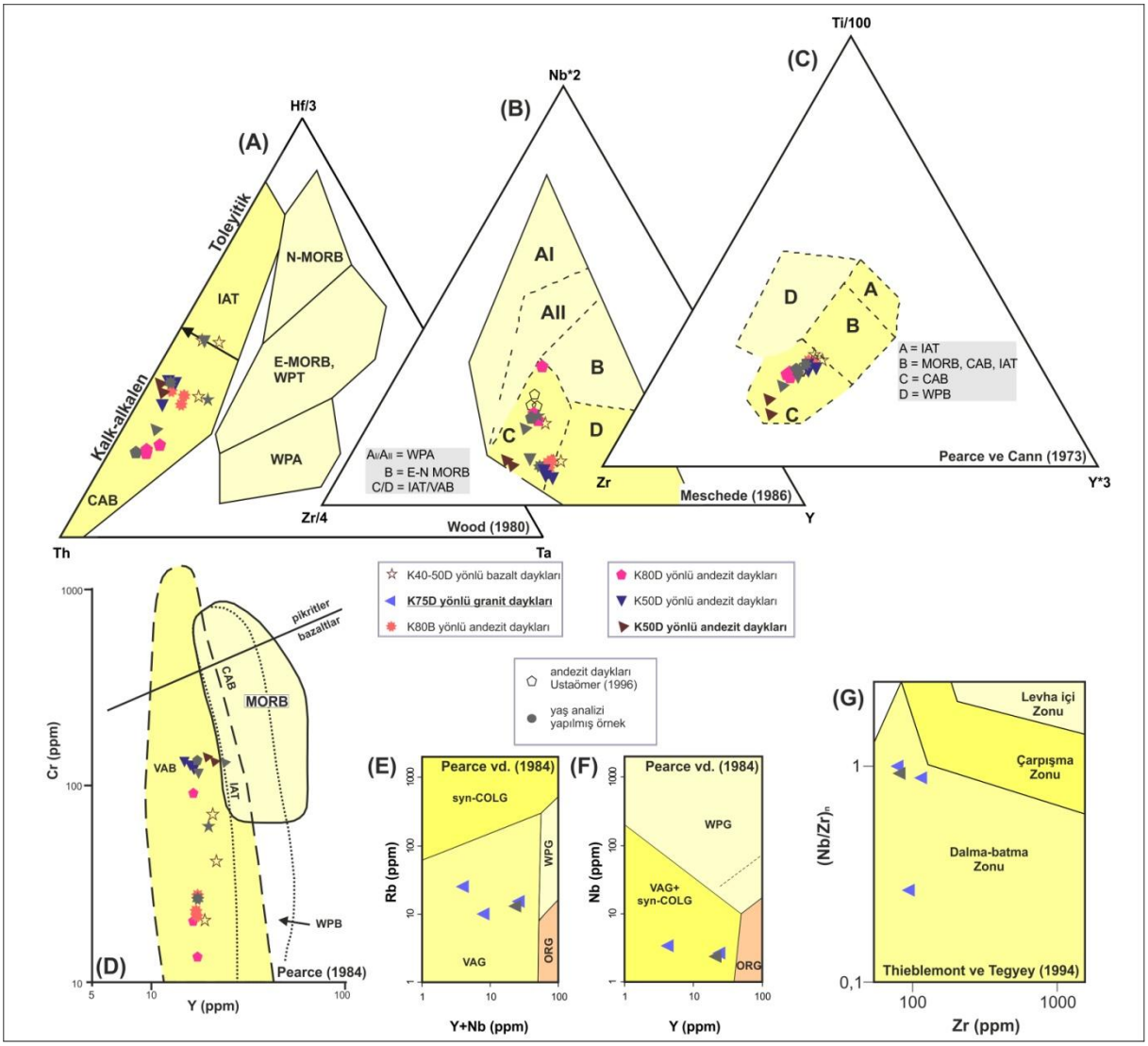
Bu diyagramlarda yapılan tespitlere göre, K80^{0}D ve K15^{0}B yönlü dasit dayklarının bir yitim ile ilişkili çarpışma kuşağı ortamında; K50^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarının yitime bağlı bir tektono-magmatik ortamında; K-G yönlü diyabaz dayk-sillerin bir rift ortamında; K15^{0}D ile K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarının yitim ortamında sokulmuş olmalıdır.



Şekil 4.70: II. sisteme ait daykların tektonik ayırtlama diyagramları. A) Wood (1980)' in Ta - Ta - Hf/3 diyagramı. B) Meschede (1986)' ın Zr/4 - Nb*2 - Y diyagramı. C) Pearce ve Cann (1973)' ün Zr - Ti/100 - Y*3 diyagramı. (D) Pearce (1982)'nin Y-Cr diyagramı. E-F) Pearce vd. (1984)'ün Y - Nb ve Y+Nb - Rb diyagramları. G) Thieblemont ve Tegyey (1994)' ün Zr - $(Nb/Zr)_n$ diyagramı. Kısaltmalar: CAB/IAT-volkanik yay, N-MORB/E-MORB-WPT/WPA-levha içi, AI/AII/B-levha içi, C/D-volkanik yay, A/B/C-volkanik yay, D-levha içi, syn-COLG-çarpışmayla ilişkili, VAG-volkanik yay, WPG-levha içi, ORG-orojenik kuşak, VAG+syn-COLG-volkanik yay ve çarpışmayla ilişkili.

4.4.2.3. III. Sistem Daykları Tektonik Ortamı

III. sisteme ait olan dayklarda, SiO_2 içerikleri % 60' ın altında olan $K40^0$-50^0D yönlü bazalt daykları ve $K80^0B$ andezit daykları ile $K80^0D$ ve $K50^0D$ yönlü andezit daykları Wood (1980)' in Ta - Ta - Hf/3 diyagramına, Meschede (1986)' ın Zr/4 - Nb*2 - Y diyagramına ve Pearce & Cann (1973)' ün Zr - Ti/100 - Y*3 ve Pearce (1982)' nin Y-Cr diyagramına iz düşürülmüştür (Şekil 4.71).



Şekil 4.71: III. sisteme ait daykların tektonik ayırtlama diyagramları. A) Wood (1980)' in Ta - Ta - Hf/3 diyagramı. B) Meschede (1986)' ın Zr/4 - Nb*2 - Y diyagramı. C) Pearce ve Cann (1973)' ün Zr - Ti/100 - Y*3 diyagramı. (D) Pearce (1982)'nin Y-Cr diyagramı. E-F) Pearce vd.(1984)' ün Y - Nb ve Y+Nb - Rb diyagramları. G) Thieblemont ve Tegyey (1994)' ün Zr - $(Nb/Zr)_n$ diyagramı. Kısaltmalar: CAB/IAT-volkanik yay, N-MORB/E-MORB-WPT/WPA-levha içi, AI/AII/B-levha içi, C/D-volkanik yay, A/B/C-volkanik yay, D-levha içi, syn-COLG-çarpışmayla ilişkili, VAG-volkanik yay, WPG-levha içi, ORG-orojenik kuşak, VAG+syn-COLG-volkanik yay ve çarpışmayla ilişkili.

Wood (1980)' in Ta - Ta - Hf/3 diyagramında $K40^0$-50^0D yönlü bazalt dayklarından 2 örnek ve $K50^0D$ yönlü andezit dayklarından 1 örnek volkanik yay ile ilişkili toleyitik-kalk-alkalen sınırına iz düşerken, diğer tüm örnekler kalk-alkalen alanda yer almaktadır (Şekil 4.71-A), ve Meschede (1986)' ın Zr/4 - Nb*2 - Y diyagramında tüm dayk tiplerinin volkanik yay alanında görülmektedir (Şekil 4.71-B). Benzer bir şekilde, aynı dayk tipleri Pearce ve Cann (1973)' ün Zr - Ti/100 - Y*3 diyagramına iz düşürüldüğünde, tüm dayk tiplerinin volkanik yay ortamına iz düştüğü görülür (Şekil 4.70-C); fakat $K50^0D$ yönlü andezit dayklarının levha-içi alanda yer aldığı görülmektedir (Pearce, 1982; Y-Cr diyagramı; Şekil 4.71-D).

Pearce (1982)' in Y-Cr diyagramında, $K50^0D$ yönlü andezit dayklarının levha-içi ortamda yer alması (Şekil 4.71-D) iki farklı yorum ile izah edilebilir. Bu iki dayk sistemindeki magma ya kalıt olarak kalmış yitimce zengin magmatik kalıntıların olduğu bir ortamda hareket etmesi ile ilintili olabilir yada yitime bağlı gelişen bir yay ardı havzada magmatik aktivite sonucunda bu tip dayklar sokulmuş olabilir.

SiO_2 içerikleri % 60'ın üstünde olan $K75^0D$ yönlü dayk-silleri Pearce vd.(1984)'ün Y+Nb-Rb, ile Y+Nb diyagramlarına ve Thieblemont ve Tegyey (1994)' ün Zr - $(Nb/Zr)_n$ diyagramına iz düşürüldüğünde ise, bu dayk ve sil tiplerinin yitim ile bağlantılı olduğu görülmektedir (Şekil 4.71).

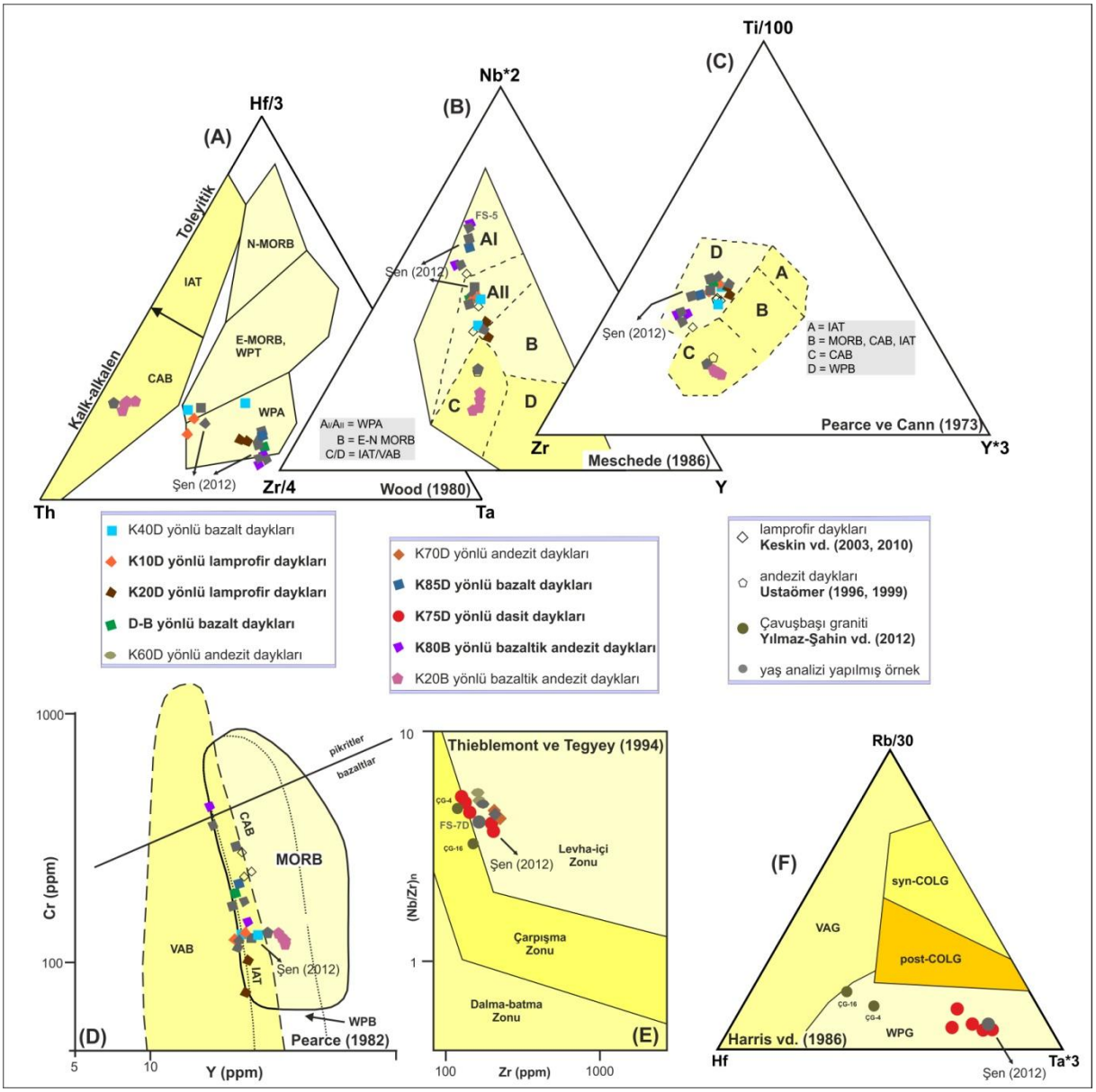
Bu diyagramlarda yapılan tespitlere göre, $K40^0$-50^0D yönlü bazalt daykları ile $K80^0B$ yönlü andezit dayklarının yitim ortamında; $K80^0D$ ve $K50^0D$ yönlü andezit dayklarının yitime bağlı rift-yay ardı havzada sokulmuş olmalıdır.

4.4.2.4. IV. Sistem Daykları Tektonik Ortamı

IV. sisteme ait dayklarda, SiO_2 içerikleri % 60' ın altında olan $K40^0D$ yönlü bazalt daykları, $K10^0D$, $K20^0D$ yönlü lamprofir daykları, D-B ile $K85^0D$ yönlü bazalt daykları ve $K80^0B$ ile $K20^0B$ yönlü bazaltik andezit daykları Wood (1980)' in Ta - Ta - Hf/3, Meschede (1986)' ın Zr/4-Nb*2-Y, Pearce & Cann (1973)' ün Zr-Ti/100-Y*3 diyagramlarına ve Pearce (1982)' nin Y-Cr diyagramlarına iz düşürülmüştür (Şekil 4.72).

Wood (1980)' in Ta - Ta - Hf/3 diyagramında $K40^0D$ yönlü bazalt daykları, $K10^0D$ ve $K20^0D$ yönlü lamprofir daykları, D-B yönlü bazalt daykları ve $K80^0B$ yönlü bazaltik andezit daykları levha içi alanda yer alırken $K20^0B$ yönlü bazaltik andezit daykları kalk-alkalen alanda kaldığı görülür (Şekil 4.72-A). Meschede (1986)' ın Zr/4 - Nb*2 - Y diyagramında $K20^0B$ yönlü olan bazaltik andezit daykları volkanik yay alanında iz düşerken diğer dayk tipleri levha içi alanda

yer alır (Şekil 4.72-B). Pearce ve Cann (1973)' ün Zr - Ti/100 - Y*3 diyagramında ise K20^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları volkanik yay alanında yer alırken, diğer tüm dayk tipleri levha içi alanda kaldıkları görülür (Şekil 4.72-C). Bu tektonik ayırtlama diyagramlarındaki tektonik alanları kontrol etmek amacı ile aynı dayk örnekleri Pearce (1982)' nin Y-Cr diyagramına iz-düşürülmüştür ve tüm dayk tiplerinin örnekleri de MORB alanı içinde ve MORB ile volkanik yay sınırında yer aldığı görülmektedir. (Şekil 4.72-D).



Şekil 4.72: IV. sisteme ait daykların tektonik ayırtlama diyagramları. A) Wood (1980)' in Ta - Ta - Hf/3 diyagramı. B) Meschede (1986)' ın Zr/4 - Nb*2 - Y diyagramı. C) Pearce ve Cann (1973)' ün Zr - Ti/100 - Y*3 diyagramı. D) Pearce (1982)' nin Y-Cr diyagramı. E) Thieblemont ve Tegyey (1994)' ün

Zr - $(Nb/Zr)_n$ diyagramı. F) Harris vd. (1986)' nın Hf - Rb/3 - Ta*3 diyagramı. Kısaltmalar için Şekil 4.68-70' e bakınız.

$K60^0D$ ve $K70^0D$ yönlü andezit daykları ile $K75^0D$ yönlü dasit dayklarını, Thieblemont ve Tegyey (1994)' ün Zr - $(Nb/Zr)_n$ diyagramına iz düşürüldüğünde, tüm dayk tiplerinin levha içi ortamda yer aldıkları görülür (Şekil 4.72-E). Ayrıca, $K75^0D$ yönlü dasit dayklarını Harris vd. (1984)' ün Hf - Rb/3 - Ta*3 diyagramına iz düşürüldüğünde bir önceki diyagramda gibi levha içi alanda kaldığı görülmektedir (Şekil 4.72-F).

Bu diyagramlarda yapılan tespitlere göre, IV. sistem dayklar olarak tanımlanan tüm daykların sokuldukları tektono-magmatik ortam volkanik-magmatik yaya bağlı gelişen bir rift yada yay ardı havza ortamı olmalıdır.

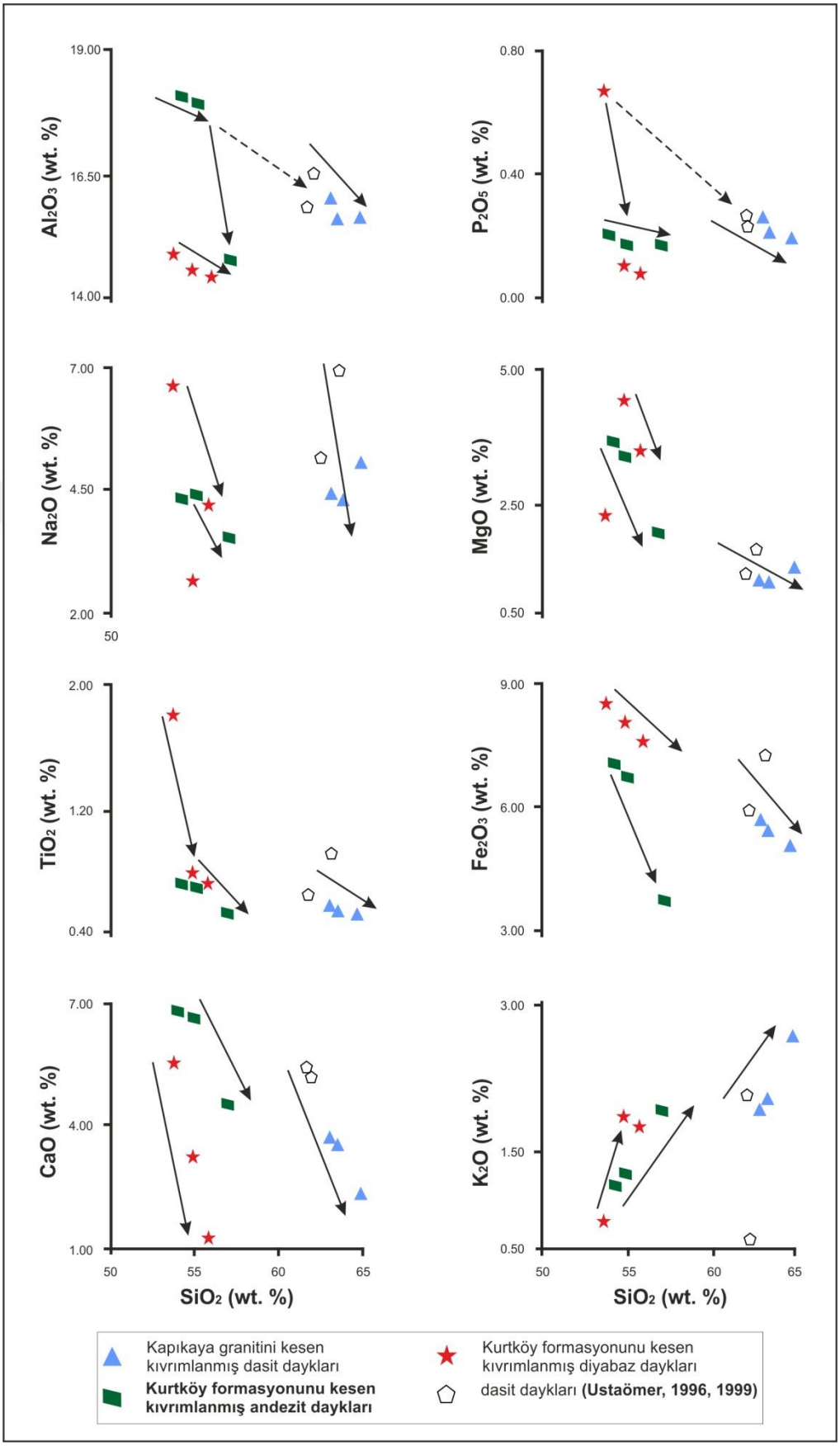
4.4.3. Ana Element Ayrımlaşma Trendleri

Ana element analizlerinin değerlendirilmesinde en yaygın yöntemler arasında bilinen Harker diyagramları ana element oksit değerleri SiO_2 değerlerine iz düşürülerek çizilir, ve ilgili olan elementlerin kristal ayrımlaşma sırasındaki davranışları görülür. Bu diyagramlarla, kayaçların oluşumu esnasında oluşan fraksiyonel kristallenme, magma karışımı, kirlenme, kısmi ergime gibi süreçlerin izlenmesi mümkündür. Bu amaç ile, her dayk sistemi içerisinde yer alan dayk tipleri için toplu olarak Harker diyagramları çizilmiştir (Şekil 4.73-81) ve dört sisteme ayrılan her bir dayk grupları ayrı olarak ele alınmıştır ve kristal ayrımlaşma esnasındaki elementlerin davranışları incelenerek magma odası işlemleri hakkında bilgiler elde edinilmiştir.

4.4.3.1. I. Sistem Daykları Ana Element Ayrımlaşma Trendleri

Kıvrımlanmış dasit dayklarında, TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, Fe_2O_3, Na_2O, MgO, CaO değerleri SiO_2 değerlerinin artması ile azalmakta ve negatif bir trend sergiler iken, artan SiO_2 değerine karşı K_2O değerleri artmakta ve pozitif bir trend sergilemektedir (Şekil 4.72).

CaO değerinin azalması Ca' ca zengin plajioklasların kristal ayrımlaşması ile rijit magmadan uzaklaştığını gösterir. TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 ve MgO değerlerinin azalması amfibol, biyotit gibi ferromagnezyen minerallerinin kristalizasyonu ile bağlantılıdır ve P_2O_5 değerinin azalması da apatit gibi fosfat minerallerinin kristalleşmesiyle ilintili olmalıdır. Na_2O değerlerinin azalması plajioklas minerallerinin kristal ayrımlaşmasıyla magmadan uzaklaştığını, ve K_2O değerinin artması plajioklas fazının sona yaklaştığını gösterir (Şekil 4.73).



Şekil 4.73: I. sisteme ait dasit-diyabaz-andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri.

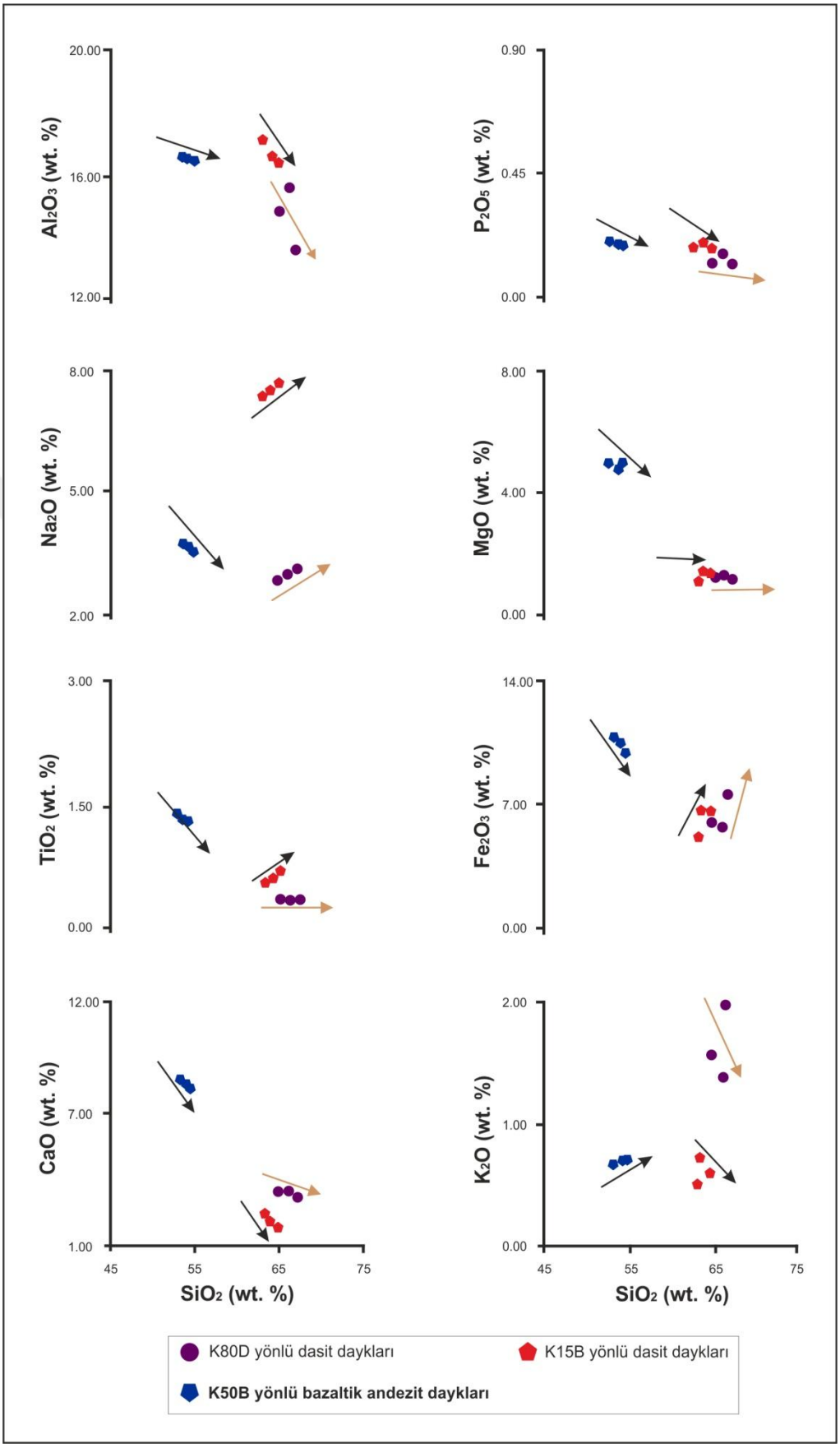
Kıvrımlanmış diyabaz ve andezit dayklarında, TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, Fe_2O_3, CaO, Na_2O, MgO değerleri SiO_2 değerine karşı artmasıyla azalmakta ve negatif bir trend sergilemektedir. Bunun aksine, artan SiO_2 değerine karşı ise K_2O değeri artmakta ve pozitif bir trend ile temsil edilir. TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO değerlerinin azalması, amfibol, biyotit gibi ferromagnezyen minerallerinin kristal ayrımlaşması ile magmadan uzaklaştığını ifade eder, ve P_2O_5 değerinin azalması apatit gibi fosfat grubu minerallerin kristalizasyonu ile temsil edilir. CaO ile Na_2O değerlerinin azalması, plajioklas minerallerinin kristallendiğini; ancak K_2O değerinin artması plajioklas fazının sona yaklaştığını gösterir. I. sistem dayklar olarak tariflenen bu dayklarının benzer trendleri aynı magma odasından beslendiğini gösterir.

4.4.3.2. II. Sistem Dayklarının Ana Element Ayrımlaşma Trendleri

$K80^0D$ yönlü dasit dayklarında Al_2O_3, P_2O_5, K_2O, CaO değerleri SiO_2 değerlerinin artmasıyla azalmakta ve negatif bir trend sergilerken, Fe_2O_3, Na_2O değerleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmakta ve pozitif bir korelasyon sergilemektedir. TiO_2 ve MgO değerleri, SiO_2 değerlerinin artmasına karşı sabit kaldığı görülür (Şekil 4.74). Fe_2O_3 değerinin artması olivin, piroksen ve biyotit mineral fazına girmemesiyle ilişkili olmalıdır ve TiO_2 ile MgO elementlerinin sabit bir şekilde görülmesi yine olivin, piroksen ve biyotit minerallerinin kristalleşmemesi ile ilgilidir. Al_2O_3 değerinin azalması amfibol minerallerinin kristal ayrımlaşmasıyla magmadan ayrılması ilişkilidir. P_2O_5 değerinin azalması apatitlerin kristallendiğini CaO ve K_2O değerinin azalması ise Ca' lu plajioklasların, alkali feldspatların kristal ayrımlaşmasıyla ilgilidir. Na_2O değerinin ise artması alkali feldspat kristalizasyonun sona yaklaştığını ya da kristal ayrımlaşmasının da sonlandığını gösterir.

$K50^0B$ yönlü bazaltik andezit dayklarında, K_2O değeri artan SiO_2 değerlerine karşı artmakta ve pozitif bir korelasyon ile temsil edilir; ancak diğer tüm elementler SiO_2 değerinin artması ile azalmaktadır ve negatif bir trend sergilemektedir (Şekil 4.74). TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 ve MgO değerlerinin azalması olivin, piroksen, amfibol minerallerinin kristal ayrımlaşmasıyla ilgilidir ve P_2O_5 değerinin düşmesi apatit gibi fosfat grubu minerallerinin kristallendiğini; $CaO+Na_2O$ değerlerinin azalması plajioklasların kristalizasyonunu; fakat K_2O değerinin artması plajioklas kristalizasyonun sona yaklaştığını gösterir.

$K15^0B$ yönlü dasit dayklarında Al_2O_3, P_2O_5, CaO ve K_2O değerleri SiO_2 değerinin artması ile azalmakta ve negatif bir trend sergilerken, artan SiO_2 değerlerine karşı TiO_2, Fe_2O_3 ve Na_2O değerleri artmakta, ve pozitif bir trend ile temsil edilir. MgO değeri artan SiO_2 değerine karşı



Şekil 4.74: II. sisteme ait dasit, bazaltik andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri.

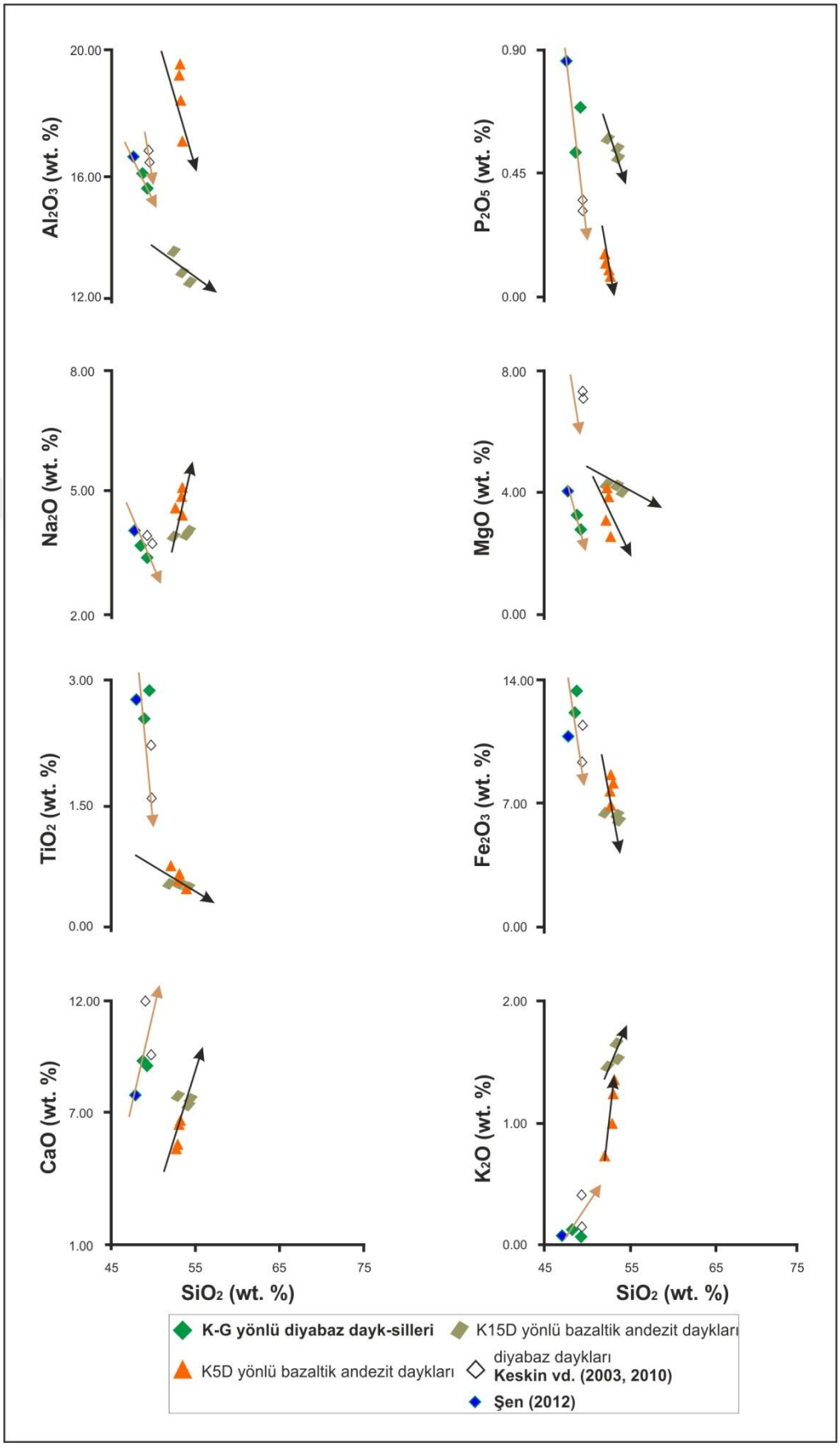
sabit kaldığı görülür (Şekil 4.74). TiO_2 ile Fe_2O_3 değerlerinin artması, ve MgO değerinin sabit kalması olivin, piroksen ve biyotit mineral fazlarına dahil olmaması ile, ve Al_2O_3 elementinin azalması amfibol mineralinin kristalizasyonu ile bağlantısı olmalıdır. P_2O_5 değerinin düşmesi apatit mineralinin kristallendiğini; CaO elementinin azalması ise Ca' lu plajioklasların kristal ayrımlaşmasıyla magmadan uzaklaşarak ayrıldığını ve K_2O değerinin azalması alkali feldspat fazının kısmen de olsa devam ettiğini göstermektedir. Na_2O değerinin artması, alkali feldspat kristalizasyonun sona yaklaşmasıyla ilişkilidir.

Bu dayk tiplerinin ana element ayrımlaşma trendleri, $K50^0B$ yönlü bazaltik andezit daykları ile $K15^0B$ yönlü dasit dayklarının aynı magma odasından beslendiğini, ve $K80^0D$ yönlü dasit dayklarının farklı bir magma odasında kristallendiğini ifade eder.

K-G yönlü diyabaz dayk-sillerinde, TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, Fe_2O_3, Na_2O ve MgO değerleri SiO_2 değerinin artmasıyla azalmakta ve negatif bir trend sergilerken artan SiO_2 değerine karşı CaO ve K_2O artmakta ve pozitif bir gösterir (Şekil 4.75). TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 ve MgO elementlerin azalması olivin, piroksen, amfibol minerallerinin kristal ayrımlaşması sonucunda, magmadan ayrıldığını gösterir, ve P_2O_5 değerinin azalması fosfat grubu minerallerinin kristallenmesi ile bağlantılıdır. Na_2O değerinin azalması, alkali feldspat minerallerinin kristallendiğini gösterir. CaO değerinin artması Ca' ca zengin piroksen minerallerinin kristal ayrımlaşma safhasının da doygunluğa ulaşarak CaO elementinin magmada zenginleştiğine işaret eder ve K_2O değerinin artması ise biyotit minerallerinin kristallenmediğini gösterir.

$K15^0D$ yönlü bazaltik andezit dayklarında, TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, Fe_2O_3 ve MgO değerleri SiO_2 değerlerinin artması ile azalmaktadır, ve negatif bir trend ile temsil edilmektedir. Artan SiO_2 değerlerine karşı CaO, Na_2O ve K_2O artmakta ve pozitif bir trend gösterir (Şekil 4.75).TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 ve MgO değerlerinin azalması olivin, piroksen ve amfibol gibi ferromagnezyen minerallerinin kristallenmesi ile ilişkilidir. P_2O_5 değerinin azalması fosfat grubu minerallerin magmadan uzaklaşarak kristallendiğini işaret etmektedir. CaO, Na_2O, K_2O değerinin artması Ca' lu plajioklas fazının sona yaklaştığını gösterir.

$K5^0D$ yönlü bazaltik andezit dayklarında, artan SiO_2 değerine karşı TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, Fe_2O_3 ve MgO değerleri azalmakta, ve negatif bir trend sergilemektedir. CaO, Na_2O ve K_2O değeri SiO_2 değerlerinin artmasıyla artmakta ve pozitif bir trend ile temsil edilmektedir (Şekil 4.75). TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 ve MgO elementlerin azalması olivin, piroksen ve amfibol minerallerinin kristal ayrımlaşmasıyla magmadan ayrılarak ergiyikte fakirleştiğini gösterir ve P_2O_5 değerinin



Şekil 4.75: II. sisteme ait diyabaz, bazaltik andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri.

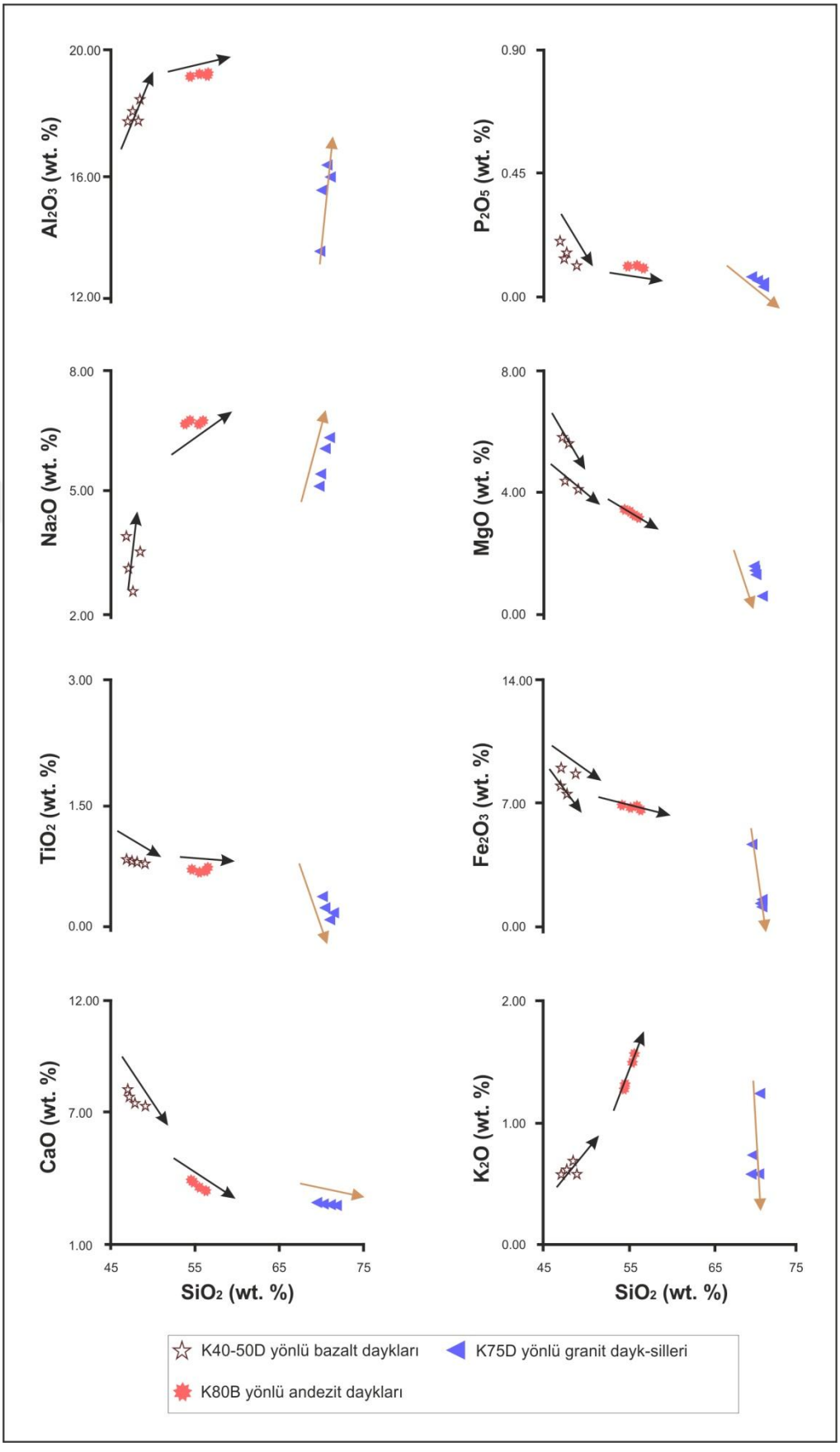
azalması apatitlerin kristallenmesini gösterir. CaO, Na_2O, K_2O değerinin azalması plajioklas kristalizasyonun sona yaklaştığını ya da sonlandığını göstermektedir.

II. sistemdeki bu dayk tiplerinin ana element ayrımlaşma trendlerine bakıldığında, K-G yönlü diyabaz dayklarının $K15^0D$ ile $K5^0D$ yönlü bazaltik andezit dayklarından faklı olduğu görülür ve bu farklılık, K-G diyabaz dayk-sillerinin beslendiği magma odasının, diğer iki dayk tipinin beslendiği magma odasından farklı olmasıyla açıklanabilir, ve $K15^0D$ ile $K5^0D$ yönlü bazaltik andezit dayklarının birbirine benzeyen trendler göstermesi aynı tektono-magmatik ortamlarda iki farklı magma odası ürünleri olmasıyla yada aynı magma odası ürünleri olmasıyla iki farklı yol ile açıklanabilir.

4.4.3.3. III. Sistem Daykları Ana Element Ayrımlaşma Trendleri

$K40^0$-50^0D yönlü bazalt daykları, $K80^0B$ yönlü andezit daykları ve $K75^0D$ yönlü granit dayk-sillerinde, TiO_2, P_2O_5, Fe_2O_3, CaO ve MgO değerleri artan SiO_2 değerine karşı azalmaktadır, ve negatif bir korelasyon sergilemektedir. Al_2O_3 ve Na_2O değerleri SiO_2 değerinin artmasıyla artmaktadır, pozitif bir trend gösterir. $K40^0$-50^0D yönlü bazalt ile $K80^0B$ yönlü andezit dayk tiplerinde K_2O değerleri SiO_2 değerlerinin artması ile artmaktadır; bunun aksine $K75^0D$ yönlü granit dayk-sillerinde ise artan SiO_2 değerlerine karşı azalmakta ve negatif bir trend ile temsil edildiği görülür (Şekil 4.76).

$K40^0$-50^0D yönlü bazalt dayklarında TiO_2, Fe_2O_3, MgO değerinin azalması olivin ve piroksen ile amfibol mineral fazına gösterirken; $K80^0B$ yönlü andezit dayklarında amfibol mineralinin kristal ayrımlaşmasıyla magmadan uzaklaştığını gösterir. $K75^0D$ yönlü granit dayk-sillerinde, TiO_2, Fe_2O_3 ve MgO değerlerinin düşmesi, amfibol ve biyotit fazının başlaması ile bağlantılı olmalıdır. Her üç dayk tipi için CaO değerinin azalması, Ca' lu plajioklasların kristallendiğini ve $K40^0$-50^0D yönlü bazalt dayklarında piroksen minerallerinin gelişmesine katkı sağladığını gösterir. P_2O_5 değerinin azalması apatitlerin kristalizasyonun gerçekleştiğini işaret eder. $K40^0$ -50^0D yönlü bazalt ve $K80^0B$ yönlü andezit dayklarda Al_2O_3 değerlerinin artması biyotitlerin kristallenmediğini göstermektedir ve $K75^0D$ yönlü granit dayklarında-sillerinde piroksenlerin kristallenmemesiyle ilişkili olmalıdır. Her üç dayk tipinde Na_2O değerinin artması, plajioklas üretimin son faz dönemine girildiğini belirtmektedir. $K40^0$-50^0D yönlü bazalt ve $K80^0B$ yönlü andezit dayklarında K_2O değerlerinin artması, plajioklas fazının sonlandığını; fakat $K75^0D$ yönlü granit dayk-sillerinde alkali feldspat üretiminin halen devam ettiğini gösterir.



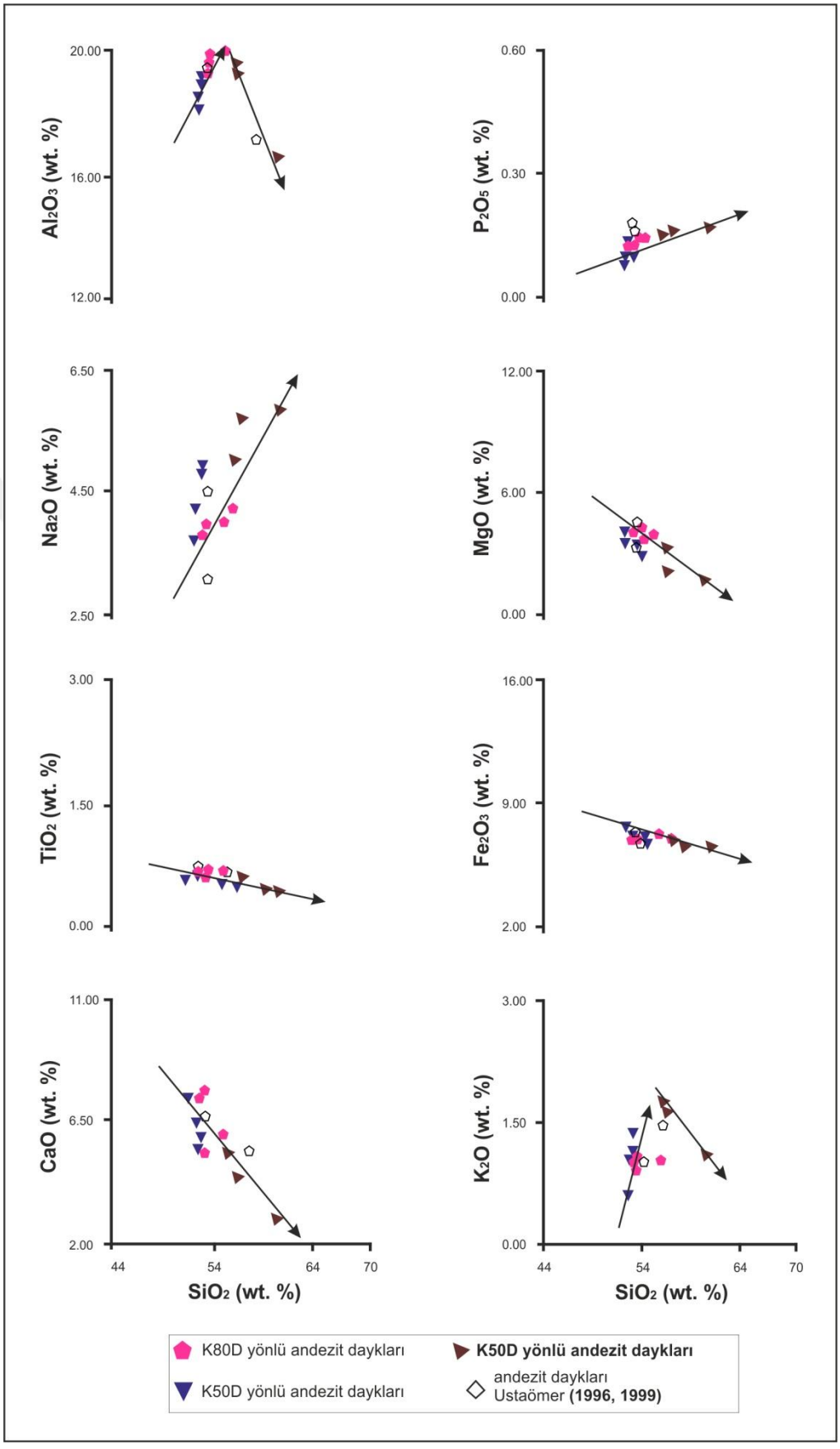
Şekil 4.76: III. sisteme ait bazalt, granit, andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri.

III. sistemde olan dayk tiplerinin ana element ayrımlaşma trendlerine bakıldığında $K40^0$-50^0D yönlü bazalt daykları, Demirci para-gnayslarına sokulan $K75^0D$ yönlü granit dayk-silleri ile $K80^0B$ yönlü andezit daykları arasında bir uyum olduğu ve birbirini takip eden trend değişim çizgileri olduğu; ancak Çele meta-ofiyolitini kesen granit dayklarının bu trendlerden farklı bir eğilim gösterdiği gözlenir. Sonuç olarak, Demirci para-gnayslarına sokulan bu daykların aynı magma odasının ürünleri olduğu; ancak Çele meta-ofiyolitini kesen granit dayklarının diğer dayk tiplerinden beslendiği magma odasının farklı olduğu anlaşılmaktadır.

$K80^0D$ ve $K50^0D$ yönlü andezit dayklarında, TiO_2, Fe_2O_5, CaO ve MgO değerleri artan SiO_2 değerlerine karşı azalmakta ve negatif bir korelasyon sergiler iken, P_2O_5 ve Na_2O değeri SiO_2 değerlerinin artmasıyla artmakta, pozitif bir trend göstermektedir. Ayrıca, Kapıkaya granitine sokulan $K80^0D$ yönlü andezit dayklarında ile Demirci para-gnayslarına sokulan $K50^0D$ yönlü andezit dayklarında, Al_2O_3 ve K_2O değerleri artan SiO_2 değerlerine karşı artar iken, Dolayoba formasyonunu kesen $K50^0D$ yönlü andezit dayklarında ise Al_2O_3 ve K_2O değerleri artan SiO_2 değerlerine karşı ~ % 55 SiO_2 değerinde iken azalmaktadır (Şekil 4.77).

TiO_2, Fe_2O_5, MgO değerinin azalması piroksen, amfibol minerallerinin kristal ayrımlaşması ile magmadan uzaklaştığını göstermektedir, CaO değerinin azalması, Ca' lu plajioklasların ve Ca' ca zengin piroksenlerin kristallenmesi ile ilişkilidir. P_2O_5 değerinin artması, fosfat grubu minerallerinden olan apatit minerallerinin, kristallenmediğini göstermektedir. Na_2O değerinin artması da plajioklas fazının sona yaklaşması ile ilişkilidir. Yedigöller' deki $K80^0D$ ve $K50^0D$ yönlü andezit dayklarında, Al_2O_3 ve K_2O değerlerinin artması plajioklas fazının son devrine gelmesiyle yorumlanabilir; fakat İstanbul' da olan $K50^0D$ yönlü andezit dayklarında Al_2O_3 ve K_2O değerlerinin azalması plajioklasların bu süre içinde halen kristallendiğini göstermektedir.

III. sistemde olan dayk tiplerinin ana element ayrımlaşma trendleri incelendiğinde Yedigöller' deki Kapıkaya granitini kesen $K80^0D$ yönlü andezit daykları ve Demirci para-gnaysları kesen $K50^0D$ yönlü andezit dayklarının aynı tektono-magmatik ortam içinde aynı magma odasından beslenmiş olabileceği ve $K80^0D$ yönlü andezit dayklarının bu magma odasının ilk ürünlerinin $K50^0D$ yönlü andezit dayklarının ise, son ürünleri olarak yorumlanabilir; ancak İstanbul' daki Dolayoba formasyonuna sokulan $K50^0D$ yönlü andezit dayklarının da aynı tektono-magmatik ortam içinde farklı magma odasından beslendiğini ifade etmek olasılıklar dahilindedir. Fakat, bahsi geçen bu dayk tiplerinin ana element ayrımlaşma trendleri birbirinin devamı olduğu ve magma odalarının birbirine karışarak, magma karışımı olayının, gerçekleştiği ifade edilebilir.



Şekil 4.77: III. sisteme ait andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri.

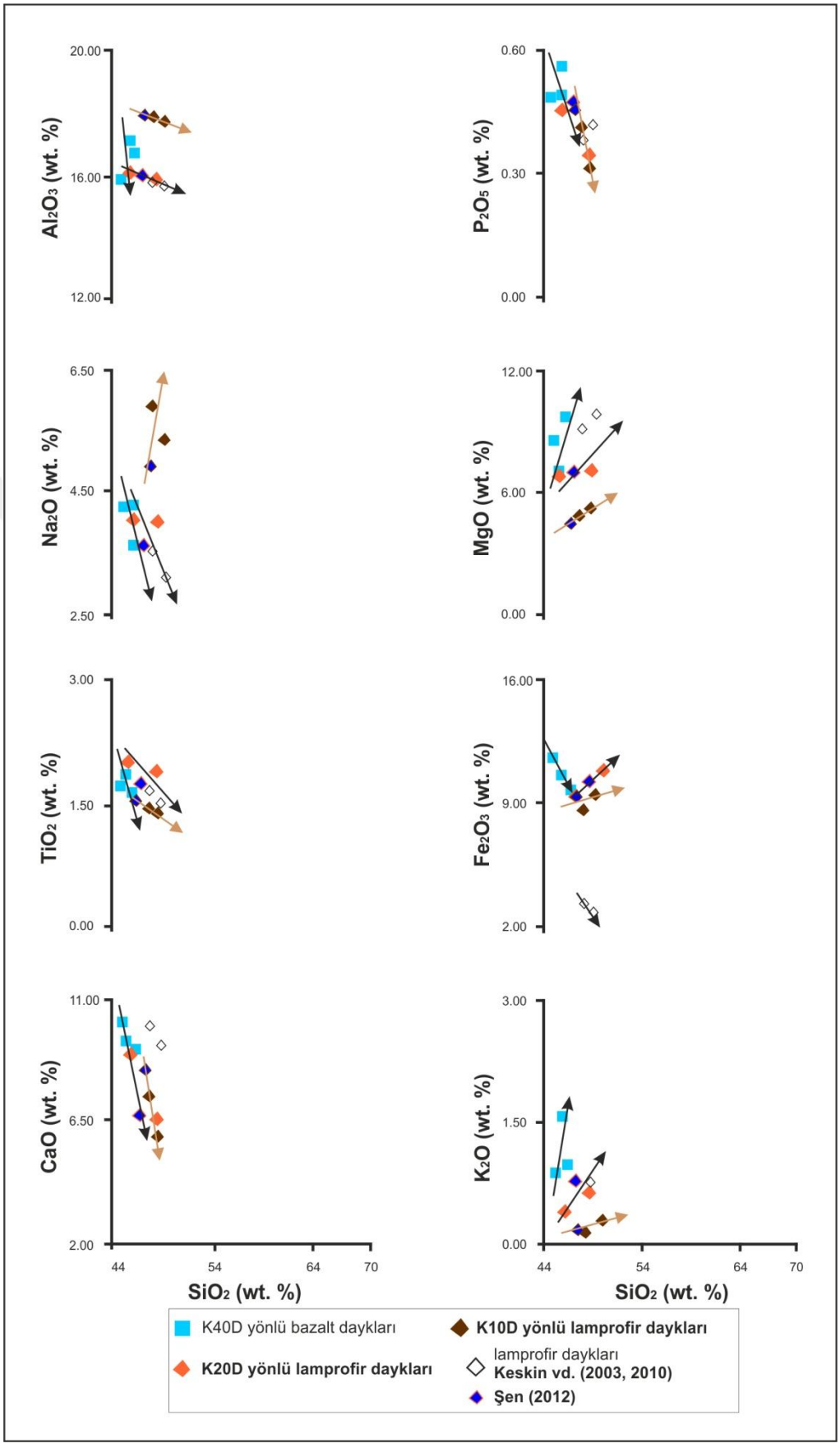
Sonuç olarak, Yedigöller' deki K80^{0}D ile K50^{0}D yönlü andezit dayklarının beslendiği magma odasının İstanbul' daki K50^{0}D yönlü andezit dayklarının beslendiği magma odası ile birbirleri ile teması sonrası magma karşımı gerçekleşmiştir ve bu magma odalarının ilk ürünleri K80^{0}D yönlü andezit dayklarıdır, son ürünleri İstanbul' daki K50^{0}D yönlü andezit dayklarıdır.

4.4.3.4. IV. Sistem Daykları Ana Element Ayrımlaşma Trendleri

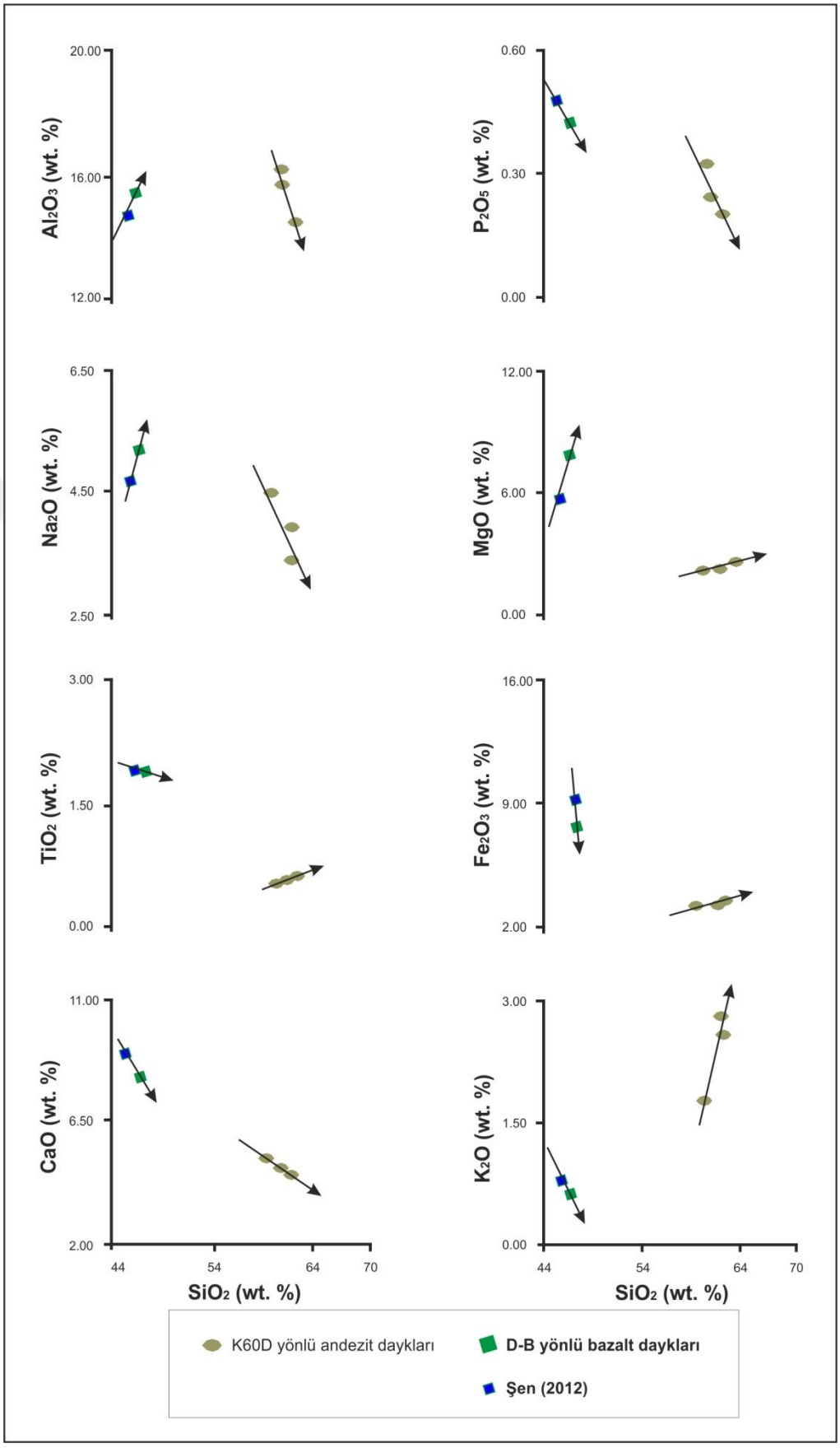
K40^{0}D yönlü bazalt daykları tipinde, TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, Fe_2O_3, Na_2O ve CaO değerleri SiO_2 değerlerinin artmasıyla azalmakta ve negatif bir trend sergilemektedir. Artan SiO_2 değerlerine karşı MgO ve K_2O değerleri artmakta ve pozitif bir trend sergilemektedir (Şekil 4.78). P_2O_5 değerinin azalması apatitlerin kristallendiğini göstermektedir. Fe_2O_3 değerinin düşmesi olivin ve piroksen fazına dahil olduğunu gösterir iken, TiO_2 ve Al_2O_3 değerlerinin azalması amfibol ve alkali feldspatların kristallenmesi ile ilişkilidir. CaO ve Na_2O değerinin azalması Ca' lu ve Na' lu plajioklas fazına dahil olduğunu gösterir. MgO ve K_2O değerlerinin artması ise biyotit minerallerinin oluşmadığını ve alkali feldspat fazının sona yaklaştığına işaret etmektedir.

K10^{0}D yönlü lamprofir dayklarında TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, Na_2O ve CaO değerleri SiO_2 element değerlerinin artmasıyla azalmaktadır, ve negatif bir trend sergiler iken, artan SiO_2 değerlerine karşı Fe_2O_3, MgO ve K_2O değerleri artmakta ve pozitif bir trend sergilemektedir (Şekil 4.78). Fe_2O_3, MgO değerlerinin artması olivin, piroksen, biyotit gibi ferromagnezyen minerallerinin kristallenmemesi ile bağlantılı olmalıdır. TiO_2 ve Al_2O_3 değerlerinin azalması da amfibollerin kristal ayrımlaşması ile magmadan ayrıldığını göstermektedir. P_2O_5 değerinin azalması apatit minerallerinin kristallendiğini ifade etmektedir. Na_2O, CaO değerinin azalması plajioklasların kristallendiğini; ancak K_2O değerinin artması ise, plajioklas mineral fazının sona yaklaştığını göstermektedir.

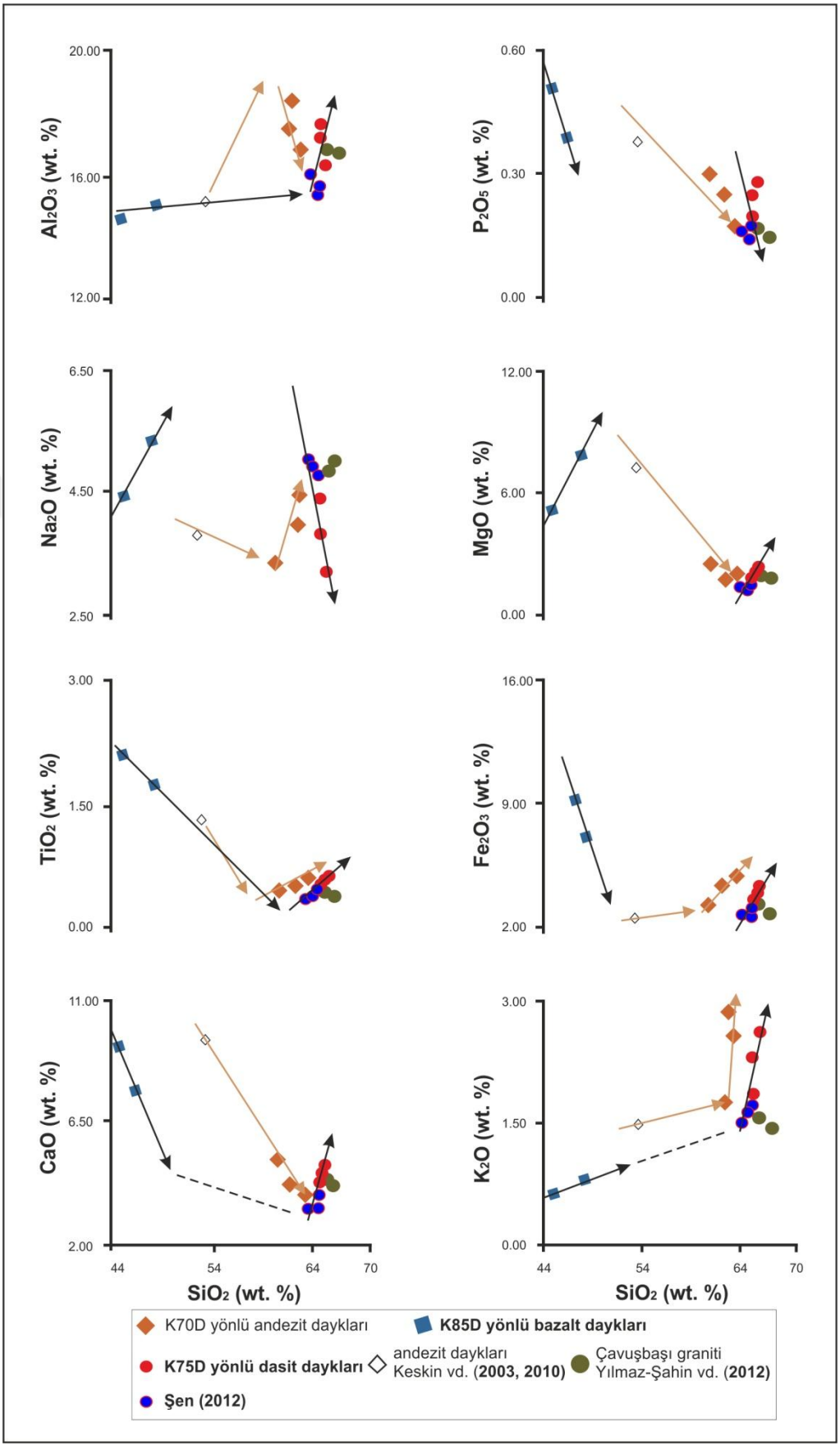
K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarında, TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5 ve CaO değerleri artan SiO_2 element değerlerine karşı azalmakta ve negatif bir korelasyon ile temsil edilirken, Fe_2O_3, Na_2O, MgO ve K_2O değerleri SiO_2 değerlerinin artmasıyla artmaktadır ve pozitif bir trend sergilemektedir (Şekil 4.78). Fe_2O_3 ve MgO değerlerinin artması ise olivin, piroksen ve biyotit minerallerinin kristallenmediğini ve magmada zenginleştiğini göstermektedir, ve TiO_2 ile Al_2O_3 değerlerinin azalması amfibollerin kristallenmesi ile ilişkili olmalıdır. P_2O_5 değerinin azalması, apatitlerin kristallendiğini gösterir. CaO değerlerinin azalması ise plajioklasların kristallenmesiyle ilişkili olmalıdır; ancak Na_2O ve K_2O değerlerinin artması, plajioklas fazının sonlandığını ya da sona yaklaştığını göstermektedir.



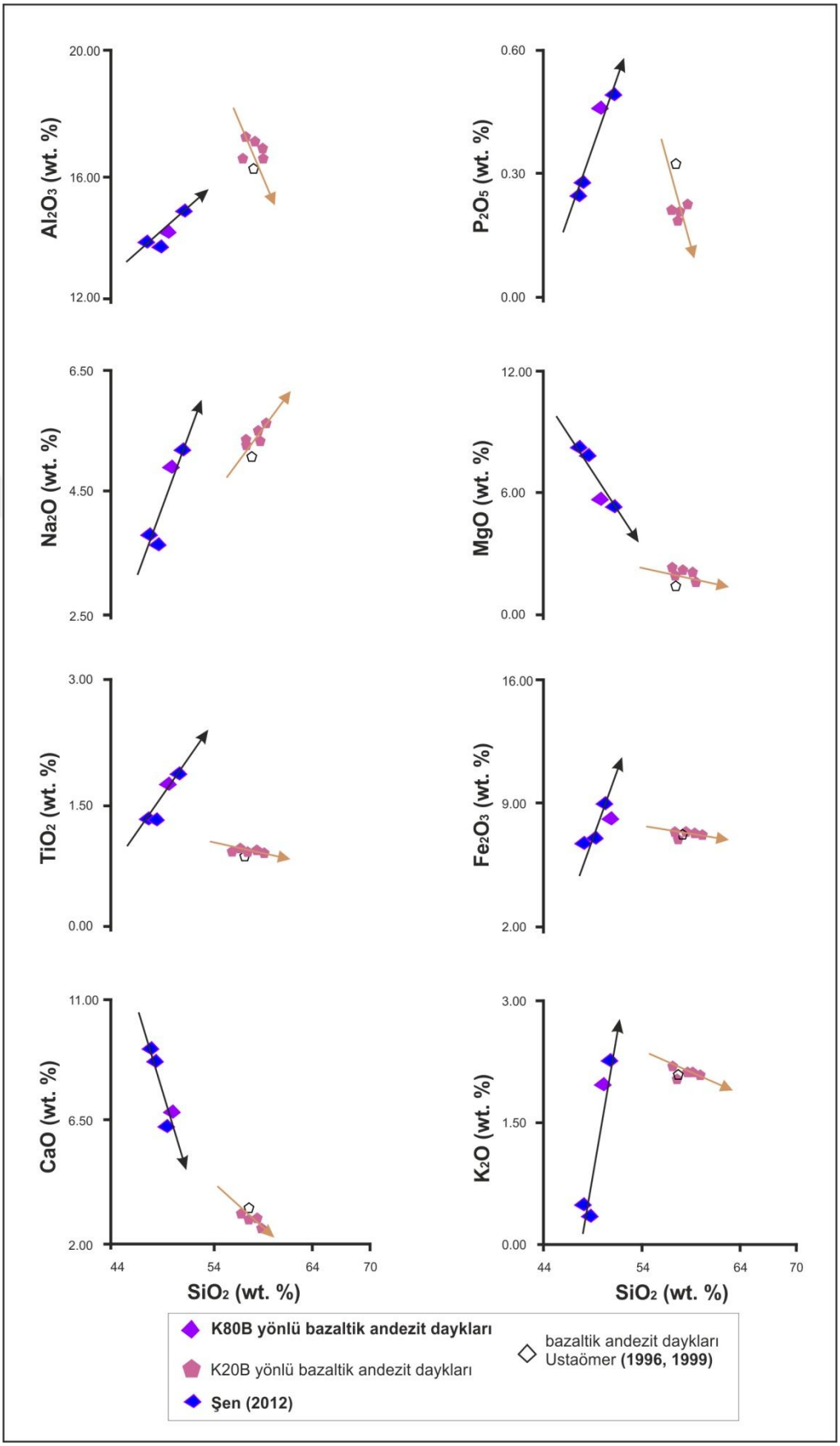
Şekil 4.78: IV. sisteme ait bazalt, lamprofir dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri.



Şekil 4.79: IV. sisteme ait andezit ve bazalt dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri.



Şekil 4.80: IV. sisteme ait andezit, bazalt ve dasit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri.



Şekil 4.81: IV. sisteme ait bazaltik andezit dayklarının ana element ayrımlaşma trendleri.

Üç dayk tiplerinin ana element ayrımlaşma trendlerine göre, $K40^0D$ yönlü bazalt daykları ve $K10^0D$ yönlü lamprofir dayklarının benzer trendler sergilemesi, aynı tektono-magmatik ortam içinde benzer magma odası kökenli olduğu; fakat $K20^0D$ yönlü lamprofir dayklarına ait trend değişimlerinin diğer iki dayk tipinden farklı olması, bu dayk tipinin farklı bir magma odasına ait olduğu anlaşılmaktadır.

$K60^0D$ yönlü andezit dayklarında, Al_2O_3, P_2O_5, CaO ve Na_2O değerleri SiO_2 element değeri artmasıyla azalmaktadır, ve negatif bir trend gösterirken, TiO_2, Fe_2O_3, MgO ve K_2O değerleri artmakta, ve pozitif bir trend sergilediği gözlenmektedir (Şekil 4.79). P_2O_5 değerinin düşmesi apatit minerallerinin kristal ayrımlaşmasıyla bağlantılı olmalıdır. Al_2O_3 değerinin düşmesi ise amfibol mineral fazının gerçekleştiğini ifade etmektedir. CaO ve Na_2O değerlerinin düşmesi, Ca' lu ve Na' lu plajioklasların bünyelerine girdiğini ve alkali feldspat fazının devam ettiğini; fakat K_2O değerinin düşmesi alkali feldspat mineral fazının sona yaklaştığının kanıtıdır. TiO_2 ile Fe_2O_3 ve MgO değerlerinin artan SiO_2 değerlerine karşı artması ise piroksen, biyotit gibi ferromagnezyen minerallerinin kristal ayrımlaşmasının gerçekleşmediğini gösterir.

D-B yönlü bazalt dayklarında, TiO_2, P_2O_5, Fe_2O_3, CaO ve K_2O değerleri SiO_2 element değeri artmasıyla azalmaktadır ve negatif bir trend gösterirken, Al_2O_3, Na_2O ve MgO değerleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmaktadır ve pozitif bir trend ile temsil edildiği görülür (Şekil 4.79). P_2O_5 değerinin düşmesi, apatit minerallerinin kristallendiğini göstermektedir. TiO_2 ile Fe_2O_3 değerlerinin düşmesi olivin, piroksen ve amfibol minerallerinin kristal ayrımlaşması ile rijit magmadan uzaklaştığını ifade eder iken, MgO ve Al_2O_3 değerlerinin artması, biyotit mineral fazının gerçekleşmediğini göstermektedir. CaO, K_2O değerlerinin azalması Ca' lu piroksenler ile Ca' lu ve Na' lu plajioklasların kristallenmesi ile ilişkili olmalıdır. Na_2O değerinin artması ise plajioklas fazının sonlandığını ya da sona yaklaştığını ifade etmektedir.

IV. sistemdeki bu dayk tiplerinin ana element ayrımlaşma trendlerine bakıldığında birbirlerini takip etmeyen ve birbirlerinden farklı trendler sergilemesinden ötürü, bahsi geçen bu iki dayk tipinin beslendiği magma odalarının farklı olduğunu ifade etmek olasıdır.

$K70^0D$ yönlü andezit dayklarında, Al_2O_3, P_2O_5, CaO ve MgO değerleri SiO_2 element değeri artmasıyla azalmaktadır, ve negatif bir trend gösterirken, TiO_2, Fe_2O_3, Na_2O ve K_2O değerleri artan SiO_2 değerine karşı artmaktadır, ve pozitif bir trend sergiler (Şekil 4.80). P_2O_5 değerinin düşmesi fosfat grubu minerallerinden olan apatitlerin kristallendiğini ifade etmektedir. Al_2O_3 ve MgO değerinin azalması, amfibol mineral fazının devam ettiğini gösterir. CaO değerinin

azalması, Ca' lu plajioklas minerallerinin kristal ayrımlaşmasıyla magmadan ayrıldığını ifade etmektedir. TiO_2 ve Fe_2O_3 değerlerinin azalması piroksen fazının gerçekleşmemesiyle ilişkili olmalıdır. Na_2O, K_2O değerlerinin artması alkali feldspat fazının sonladığını ifade eder.

$K85^0D$ yönlü bazalt dayklarında, TiO_2, P_2O_5, Fe_2O_3 ve CaO değerleri SiO_2 element değerleri artmasıyla azalmaktadır, ve negatif bir trend ile temsil edilir iken, Al_2O_3, Na_2O, K_2O ve MgO değerleri artan SiO_2 değerinin artması ile artmakta, ve pozitif bir trend sergilemektedir (Şekil 4.80). P_2O_5 değerinin azalması, fosfat grubunda yer alan apatit minerallerinin kristallendiğini ifade eder. TiO_2, Fe_2O_3 değerlerinin azalması olivin, piroksen, amfibol gibi ferromagnezyen minerallerinin kristal ayrımlaşmasıyla magmadan ayrılmış olmalıdır. Na_2O değerinin artması TiO_2, Fe_2O_3 elementlerinin amfibol bünyesinde toplanması ile amfibol üretiminin durduğunu ve magmada zenginleştiğini göstermektedir. MgO değerinin azalması, biyotit mineral fazının gerçekleşmediğini ve magmanın da MgO' ce zenginleştiğine işaret etmektedir. CaO değerinin azalması plajioklasların kristalizasyonunu temsil etmektedir. Na_2O, K_2O element değerlerinin artması plajioklas fazının sona yaklaştığını yada sonlandığını ifade eder.

$K75^0D$ yönlü dasit dayklarında, P_2O_5 ve Na_2O değerleri SiO_2 değerinin artmasıyla azalmakta ve negatif bir trend ile temsil edilir iken, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, K_2O değerleri artan SiO_2 değerine karşı artmakta, ve pozitif bir trend sergilediği görülmektedir (Şekil 4.80). P_2O_5 değerinin azalması, fosfat grubu minerallerinden olan apatitlerin kristallenmesi ile bağlantılı olmalıdır. TiO_2, Fe_2O_3 değerinin artması olivin, piroksen minerallerinin kristallenmemesi ile; Al_2O_3, MgO değerlerinin artması biyotit mineral fazının gerçekleşmemesiyle ilişkili olmalıdır ve CaO değerinin artması piroksen mineral fazının oluşmaması ile bağlantısı olmalıdır. Na_2O değerinin azalması amfibol ve Na' lu plajioklas minerallerinin kristal ayrımlaşmasıyla magma ortamından uzaklaşmış olması ile açıklanabilir, ve K_2O değerlerinin artması da alkali feldspat fazının son safhasına geldiğini ya da bu fazın sonlandığını temsil etmektedir.

IV. sistemdeki bu dayk tiplerinin ana element ayrımlaşma trendlerini incelendiğinde, $K70^0D$ yönlü andezit dayklarının trendleri ile $K85^0D$ yönlü bazalt ve $K75^0D$ yönlü dasit dayklarının trendleri birbirinden farklıdır. $K85^0D$ yönlü bazalt daykları ile $K75^0D$ yönlü dasit dayklarının ana ayrımlaşma trendleri birbirini takip eden trendlerin olduğu görülür. Sonuç olarak, $K70^0D$ yönlü andezit dayklarının beslendiği magma odası, diğer iki dayk tiplerinin magma odasından farklı olmalıdır. Ayrıca, $K85^0D$ yönlü bazalt ve $K75^0D$ yönlü dasit dayklarının aynı tektono-magmatik ortam içinde beslendiği magma odası aynı olması kuvvetle muhtemeldir ve magma odasının ilk ürünleri $K85^0D$ yönlü bazalt daykları son ürünleri $K75^0D$ yönlü dasit dayklarıdır.

K80^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarında, CaO ve MgO değerleri SiO_2 element değerlerinin azalmaktadır, ve negatif bir trend gösterirken, artan SiO_2 değerlerine karşı TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, Fe_2O_3, Na_2O ve K_2O değerleri artmaktadır ve pozitif bir trend sergilediği görülür (Şekil 4.81). TiO_2, Al_2O_3 ve Fe_2O_3 değerlerinin artması, olivin, piroksen ve biyotitlerin kristallenmediğini ve magmada zenginleştiğini ifade eder, ve P_2O_5 değerinin artması apatitlerin kristallenmediği anlamını taşımaktadır. MgO element değerinin azalması amfibollerin kristal ayrımlaşmasıyla magmadan uzaklaştığının ve magmada fakirleştiğinin göstergesidir ve CaO element değerinin azalması ise plajioklasların ve amfibollerin kristallenmesiyle magmada fakirleşmesi ile ilişkili olmalıdır. Na_2O, K_2O değerlerinin artması, piroksen mineral fazının gelişmediği ve plajioklas mineral fazının sona yaklaştığını yada sonlanmak üzere olduğunu ifade eder.

K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarında, TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, Fe_2O_3, CaO, MgO, K_2O değeri SiO_2 değerlerinin artmasıyla azalmaktadır, ve negatif bir trend ile temsil edilirken, artan SiO_2 değerlerine karşı Na_2O değeri artmaktadır ve pozitif bir trend sergilediği görülmektedir (Şekil 4.81). TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO değerlerinin azalması olivin, piroksen ve amfibollerin kristal ayrımlaşmasıyla magmadan uzaklaştığını ifade etmektedir ve magmada fakirleştiğini gösterir. P_2O_5 değerinin azalması fosfat grubu minerallerinden olan apatitlerin kristallenmesi sonucu, magmayı terk etmesi ile ilişkilidir. CaO element değerlerinin azalması, plajioklasların ve piroksen minerallerinin bünyelerine girerek magmadan uzaklaştığını, temsil etmektedir. K_2O değerinin azalması amfibol minerallerinin kristal fazının devam etmesi ve plajioklas üretimin halen devam etmesiyle ilişkili olmalıdır. Na_2O değerinin artması, plajioklas fazının sona yaklaştığını yada sonlandığını göstermektedir.

IV. sistemdeki bu dayk tiplerinin ana element ayrımlaşma trendlerine bakıldığında, iki farklı dayk tiplerine ait iki farklı trend eğilimlerinin olduğu ve birbirinin devamı olmayan davranış özellikleri sergilediği görülür, ve bu iki dayk tipinin temsil ettiği trendler temelinde, iki dayk tipinin beslendiği magma odasının aynı tektono-magmatik ortam içinde olmasına karşın farklı olduğu ortaya çıkmaktadır. Sonuçta K80^{0}B yönlü olan bazaltik andezit dayklarının beslendiği magma odası ilk gelişen magma odasıdır K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarının beslendiği magma odası ise son gelişen magma odası olduğu anlaşılmaktadır.

4.4.4. İz Element Ayrımlaşma Trendleri

İz elementler ya ergiyik fazına yada katı fazdaki minerallerin bünyelerine girmeyi tercih eder. Mineral fazına katılanlar Rb, Sr, Ba gibi iyon yarı çapları ana elementlere yakın olan uyumlu

elementler girer iken, ergiyik fazına La, Th, Hf, Lu gibi uyumsuz elementler dahil olmaktadır (Rollinson, 1993), ve alkali feldspat, plajioklas, biyotit, amfibol, piroksen ve olivin gibi bazı minerallerin bünyelerinde Rb, Sr, Ba gibi yüksek iyon yarıçaplı (LILE) olan ve magma içinde kalıcılığı yüksek Nb, Zr, Y, Th, Hf, Ta (HFSE) ve nadir toprak elementleri (REE) iz element ayrımlaşmasında öneme sahiptir. İz element jeokimyasının bu öneminden dolayı dört sisteme ayrılan ve her sistemin as gruplarına ait daykları ayrı olarak değerlendirilmiştir, ve her bir as gruptaki daykların iz element ayrımlaşma grafikleri ayrı çizilmiştir (Şekil 4.82-91).

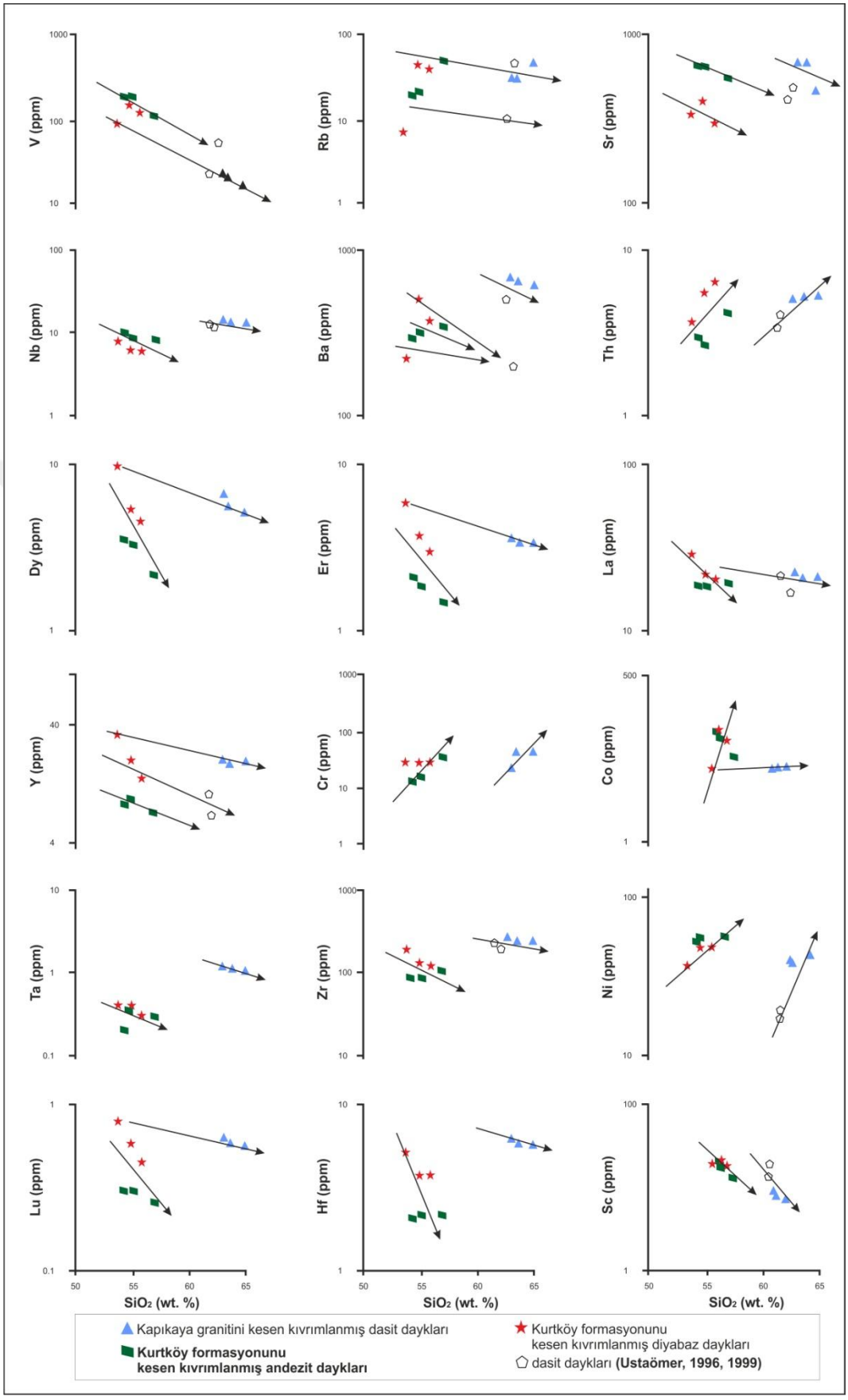
4.4.4.1. I. Sistem Daykların İz Element Ayrımlaşma Trendleri

Kıvrımlanmış dasit dayklarına, diyabaz dayklarına ve andezit dayklarına ait ana element ayrımlaşma trendlerinin benzer olması, bu daykların aynı tektono-magmatik ortamda ve aynı magma odasında kristallenerek sokulduklarını gösterir. Ana element jeokimyasında izlenilen bu davranışların iz element ayrımlaşma trendlerinde de izlenilmesi beklenmelidir. Bu sebeple bu daykların iz element ayrımlaşma trendleri birlikte yorumlanmıştır (Şekil 4.82).

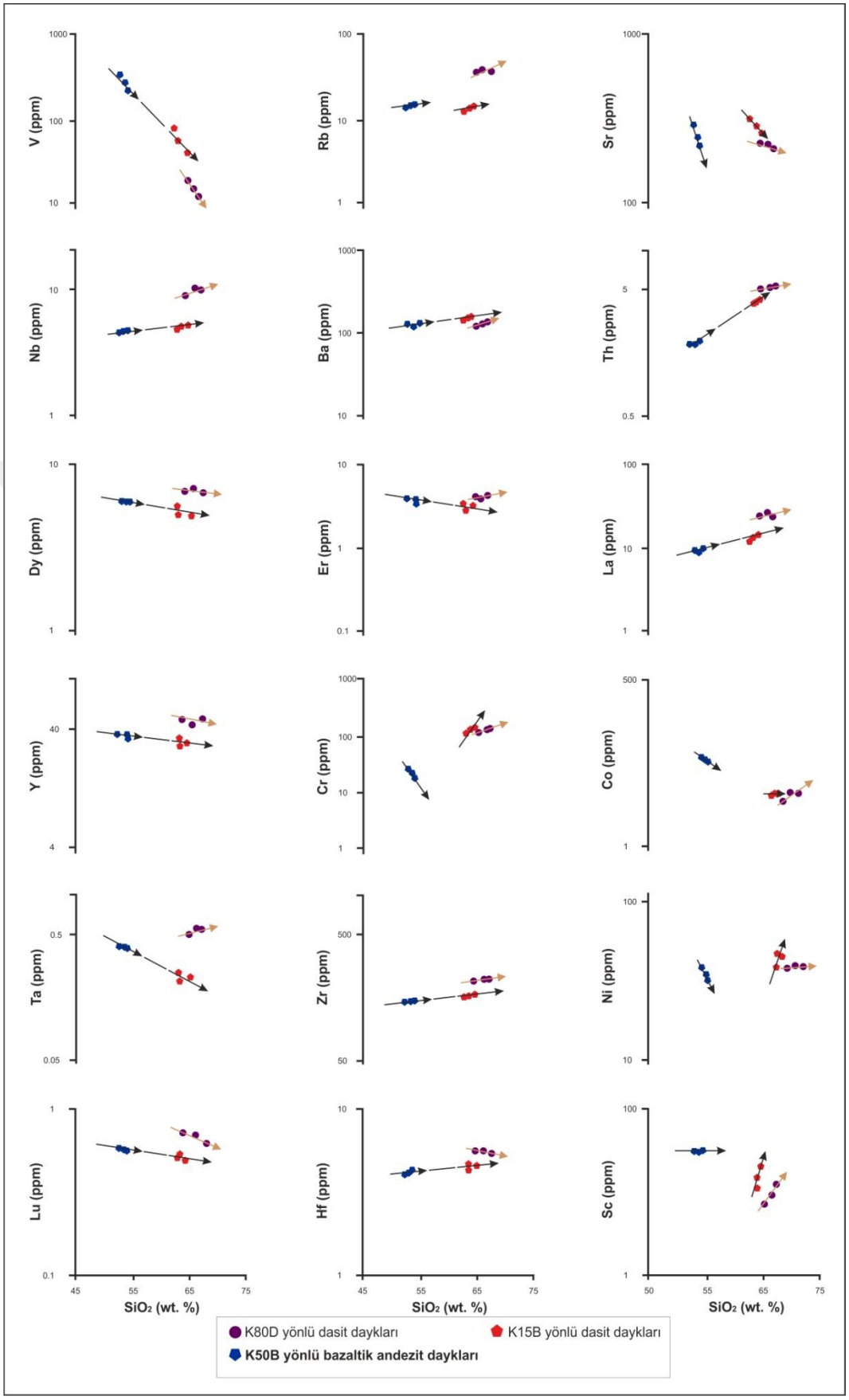
Cr, Co, Ni, Th elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmakta ve pozitif bir trend sergiler iken, diğer tüm elementler SiO_2 değerlerine karşı azalmaktadır, ve negatif bir trend ile temsil edilmektedir. Co elementinin tüketilmemesi olivin; Cr ve Ni elementlerinin tüketilmemesi ise olivin ve piroksen; Th elementinin tüketilmemesi piroksen minerallerinin kristallenmemesi ile ilişkili olmalıdır. Magmanın genel karakterine bakıldığında, sub-alkali ve SiO_2 oranları % 53.98-64.95 arasında olup, ortaç-asidik sınıfında olmasından kaynaklı olivin ve piroksenlerin kristallenmemesi doğal bir seyirdir. V ve Y elementlerinin tüketilmesi amfibollerin bünyesine girerek magmada fakirleştiğini gösterir. Nb, Ba,Sc elementlerinin tüketilmesi amfibol mineral fazına eşlik etmesiyle ilişkilidir. Ba elementi ile birlikte Rb ve Hf elementlerinin tüketilmesi hem plajioklas hem de zirkon minerallerinin bünyelerine girmektedir. Sr, Ta, Dy, Er, La elementlerinin tüketilmesi ise, plajioklas minerallerinin bünyelerine girmektedir, ve magmada fakirleşmesi ile ilişkilidir. Zr elementinin tüketilmesi, magmada serbest bir şekilde dolaşan zirkon minerallerin bünyesine girmektedir, ve Lu elementinin tüketilmesi ise magma odasında amfibol yada granat minerallerinin birikmesini göstermektedir.

4.4.4.2. II. Sistem Daykların İz Element Ayrımlaşma Trendleri

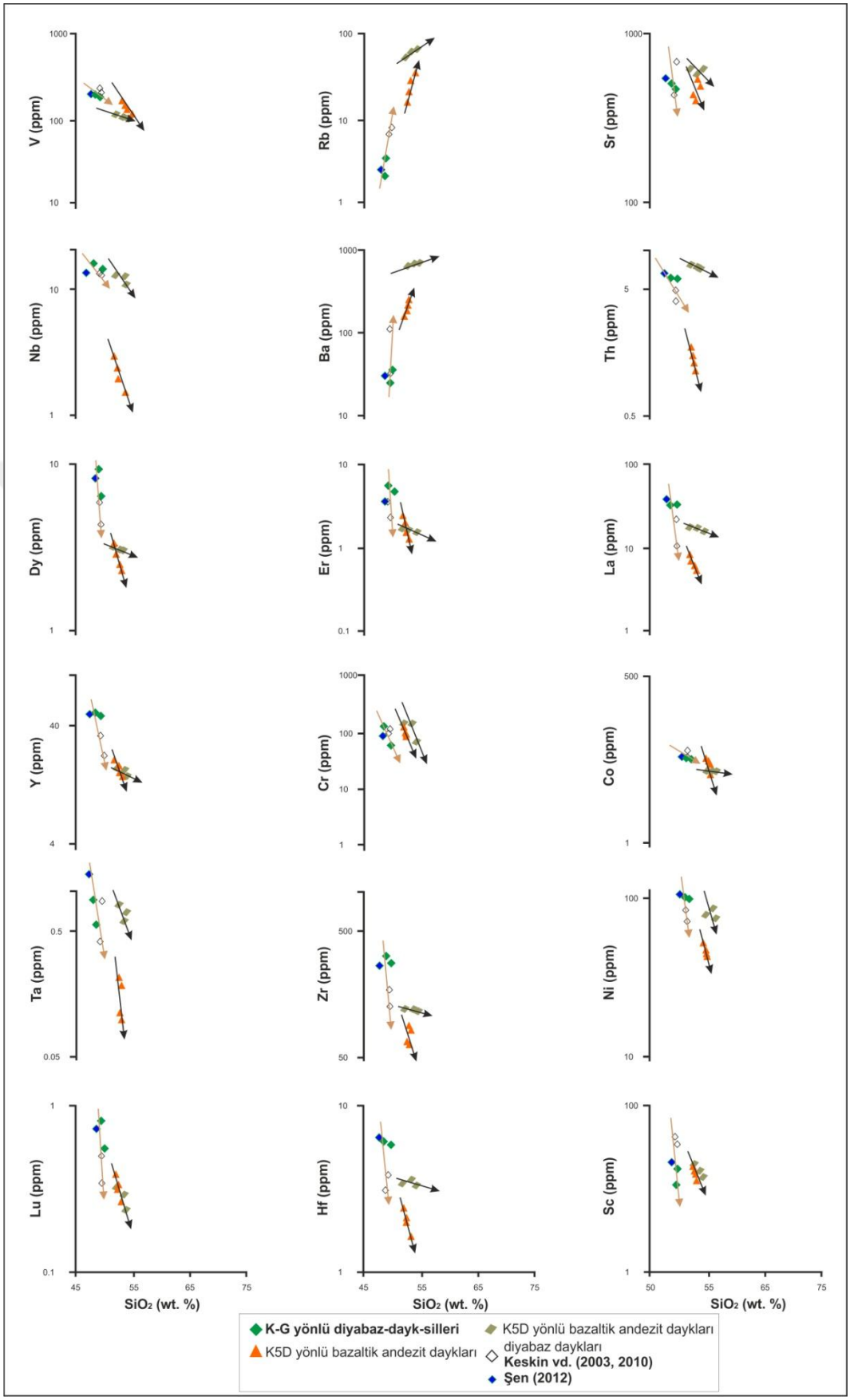
$K80^0D$ yönlü dasit dayklarında, V, Sr, Y, Y, Dy, Lu ve Hf elementleri artan SiO_2 element değerlerine karşı azalmakta ve negatif bir korelasyon sergilerken, Rb, Cr, Nb, Ba, Th, Ta, Zr, Er, La, Co, Sc elementleri SiO_2 değerine artmasıyla artmaktadır, ve pozitif bir korelasyon ile



Şekil 4.82: I. sisteme ait dasit, diyabaz, andezit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri.



Şekil 4.83: II. sisteme ait dasit, bazaltik andezit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri.

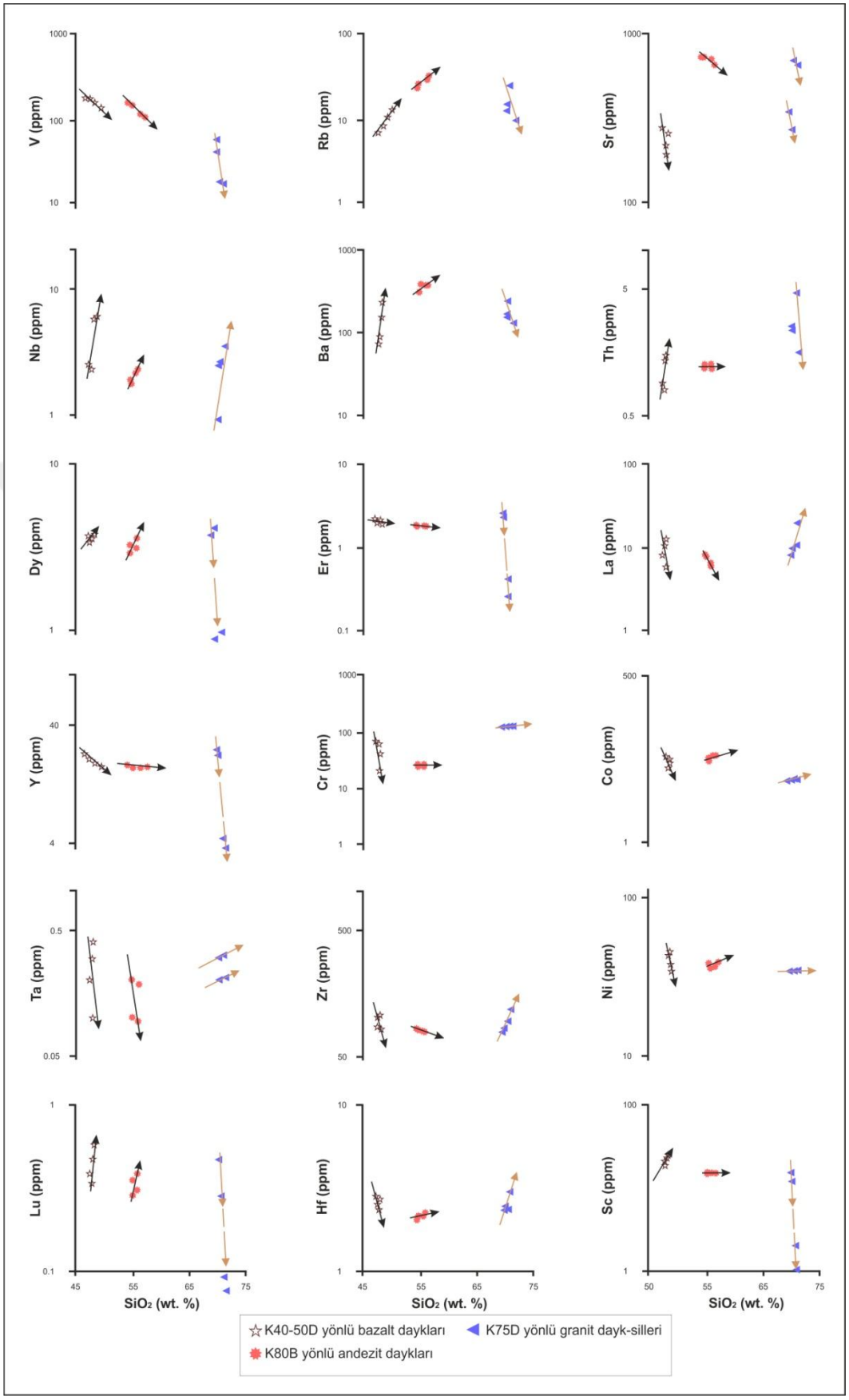


Şekil 4.84: II. sisteme ait diyabaz, bazaltik andezit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri.

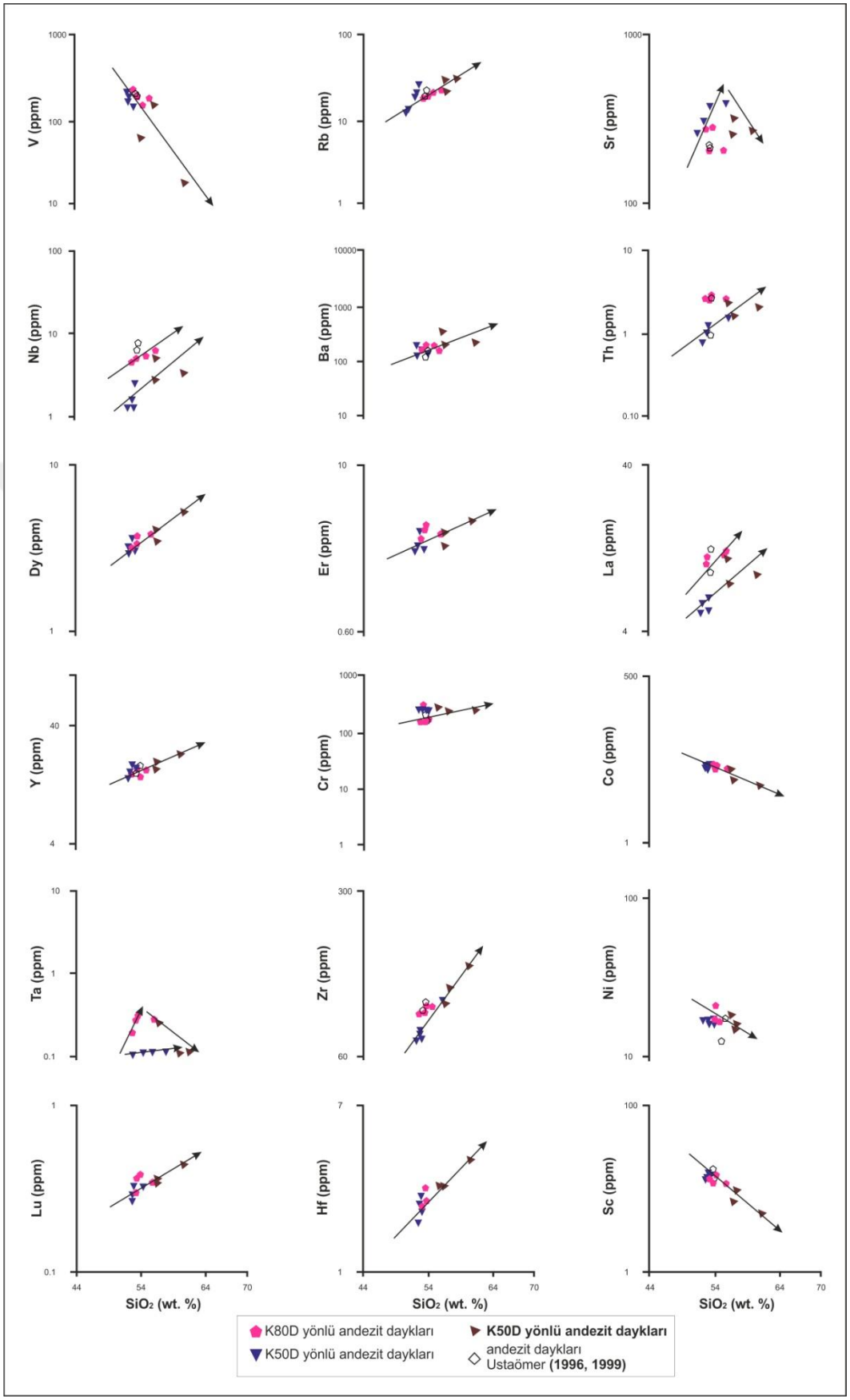
temsil edilir ayrıca artan SiO_2 değerine karşı Ni elementinin sabit kaldığı görülür (Şekil 4.82). Cr, Co ve Ni elementlerinin tüketilmemesi olivin ve piroksenlerin kristallenmemesi ile ilişkili olmalıdır. V ve Y elementlerinin tüketilmesinin anlamı amfibol minerallerinin kristalizasyonu ile magmadan uzaklaşmasıdır. Rb, Nb, Ba, Sc ve Th elementlerinin tüketilmemesi biyotitlerin kristallenmediğini göstermektedir. Sr, Dy ve Hf elementlerinin tüketilmesi, alkali feldspat ve plajioklasların kristalizasyonuna dahil olmasını göstermektedir. Ta, Zr, La ve Er elementlerin tüketilmemesi, magma içinde halen bu elementlerin serbestçe dolaştığını göstermektedir. Lu elementinin tüketilmesi ise magma odasında amfibol yada granat kristallenmesine işarettir.

K50^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarında, V, Sr, Y, Cr, Ta, Dy, Er, Lu, Co ve Ni elementleri SiO_2 değerinin artmasıyla azalmaktadır ve negatif bir korelasyon sergilerken, Rb, Nb, Ba, Th, Zr, La ve Hf elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmaktadır ve pozitif bir korelasyon ile temsil edilir ayrıca SiO_2 değerlerinin artması ile Sc elementinin sabit kaldığı görülür (Şekil 4.82). Cr, Co, Ni ve Th elementlerinin tüketilmesi olivin ve piroksenlerin bünyelerine girerek magmada fakirleşmesiyle ilişkili olmalıdır. V, Y elementlerinin tüketilmesi, amfibol mineral fazına dahil olduğunu göstermektedir. Rb, Nb, Ba ve Sc elementlerinin tüketilmemesi, biyotit minerallerinin kristalleşmeyerek magmada zenginleştiğini göstermektedir. Ayrıca, Sr, Dy ve Er elementlerinin tüketilmesi, plajioklas minerallerinin bünyelerine girmesi ile; Zr, La ve Hf elementlerinin tüketilmemesi magma içinde halen bu elementlerin serbestçe dolaşması ile açıklanabilir. Lu elementinin magma içinde tüketilmesi ise magma odasında amfibol ya da granat birikmelerinin olduğunu gösterir.

K15^{0}B yönlü dasit dayklarında, V, Sr, Y, Ta, Dy, Er ve Lu elementleri SiO_2 değerinin artması ile azalmaktadır, ve negatif bir korelasyon sergiler iken, Rb, Cr, Nb, Ba, Th, Zr, La, Hf ve Sc elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmaktadır ve pozitif bir trend ile temsil edilir; ancak Co ve Ni elementleri SiO_2 değerinin artmasıyla sabit kaldıkları görülmektedir (Şekil 4.82). Cr ile Co, Ni ve Th elementlerinin magma içinde tüketilmemesi, olivin+piroksen minerallerinin kristallenmediğini gösterir iken, V+Y elementinin tüketilmesi amfibol üretiminde kullanıldığı ve magmada fakirleşmesiyle bağlantılıdır. Rb, Nb, Ba, La ve Sc elementlerinin tüketilmemesi biyotit mineral fazının gelişmemesi ile bağlantılıdır. Sr, Ta, Dy, Er elementlerinin tüketilmesi plajioklas ve alkali feldspatların bünyelerine girdiğini; ancak, Zr ve Hf elementlerinin magma içinde serbestçe dolaştığını gösterir. Lu elementinin tüketilmesi magma odasında amfibol ya da granat kristallenmesi ile ilişkilidir.



Şekil 4.85: III. sisteme ait bazalt, granit ve andezit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri.



Şekil 4.86: III. sisteme ait andezit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri.

II. sisteme ait olan bu üç dayk tiplerinin iz element ayrımlaşma trendlerine bakıldığında bu üç dayk tipinin ana ayrımlaşma trendleri gibi, bir takım benzerlikler-farklılıklar olduğu görülür. K80^{0}D yönlü dasit dayklarının göstermiş olduğu trendler, diğer dayk tiplerinden ayrıldığı, ve K50^{0}B yönlü bazaltik andezit ve K15^{0}B yönlü dasit dayklarının iz element jeokimya trendleri birbirinin devamı niteliğinde olması, bu iki dayk tipinin magma odasının aynı olduğunu ifade eder. Böylelikle, ana ayrımlaşma trendlerinde yapılan tespitlerin iz element jeokimyasında da görülmesi K80^{0}D yönlü dasit dayklarının beslendiği magma odasının diğer iki dayk tiplerinin beslendiği magma odasından farklı olduğunu ve K50^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarının ile K15^{0}B yönlü dasit dayklarının beslendiği magma odasının aynı olduğunu kanıtlamaktadır.

K-G yönlü diyabaz dayk-silleri ile K15^{0}D yönlü ve K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarında, V, Sr, Y, Cr, Nb ile Th, ta, Zr, Dy, Er, La, Lu, Hf, Co, Ni ve Sc elementleri SiO_2 değerlerinin artmasıyla azalmakta ve negatif bir korelasyon sergiler iken, Rb ve Ba elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmakta, ve pozitif bir trend göstermektedir (Şekil 4.83). Cr, Co, Ni, Sc ve Th elementlerinin tüketilmesi olivin ve piroksen minerallerinin bünyelerine girmesi ile ilişkili olmalıdır. V, Y ve Nb elementlerinin tüketilmesi ise, amfibol minerallerin kristal fazına dahil olmasıyla açıklanabilir. Rb ve Ba elementlerinin tüketilmemesi biyotitlerin kristallenmediğini göstermektedir. Sr, Ta, Dy, Er ve La elementlerinin tüketilmesi, plajioklas minerallerinin bünyelerine Hf ve Zr elementleri ile birlikte, girdiğini gösterir. Lu elementinin tüketilmesi magma odasında amfibol yada granat birikmelerinin olduğuna işaret etmektedir.

II. sisteme ait olan bu üç dayk-sil tiplerinin iz element ayrımlaşma trendleri incelendiğinde bu üç tipin ana ayrımlaşma trendleri gibi, bir takım benzerlikler ve farklılıkların olduğu görülür. Bu sokulumların gösterdikleri trendlerin benzer olmasına rağmen; tüketilme oranlarının farklı olması ve birbirinin devamı olmayan trendler göstermesi, farklı magma odalarından beslenen sokulumlar olabileceğini göstermektedir. Sonuç olarak, ana-iz element ayrımlaşma trendlerini birlikte değerlendirildiğinde, bu üç farklı sokulum tipinin beslendiği magma odalarının farklı olduğu görüşü ortaya çıkmaktadır.

4.4.4.3. III. Sistem Daykların İz Element Ayrımlaşma Trendleri

K40^0-50^{0}D yönlü bazalt dayklarında, V, Sr, Y, Cr ile Ta, Zr, Er, La, Hf, Co ve Ni elementleri SiO_2 değerinin artmasıyla azalmaktadır ve negatif bir korelasyon sergilerken, Rb, Nb, Ba, Th, Dy, Lu ve Sc elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmaktadır ve pozitif bir trend gösterir (Şekil 4.84). Cr, Co ve Ni elementlerinin tüketilmesi olivin+piroksenlerin bünyelerine girerek

magmadan uzaklaştığını ifade eder. V ve Y elementlerinin tüketilmesi amfibol mineral fazına katılmasıyla ilişkili olmalıdır. Th elementinin tüketilmemesi V+Y elementlerinin amfibollerin bünyelerine girmesi neticesinde, doygunluğa ulaşarak Th elementinin amfibol minerallerine girememesinden ötürü magmada zenginleşmiş olabileceği ile açıklamak anlamlı olacaktır. Rb ile Nb, Ba, Dy, Sc elementlerinin magmada zenginleşmesi biyotit mineral fazının oluşmadığı anlamı taşımaktadır. Sr, Ta ve Er elementlerinin tüketilmesi plajioklasların bünyelerine Hf ve Zr elementleri ile birlikte girdiğini gösterir. Lu elementinin tüketilmemesi magma odasında amfibol ya da granat kristallenmesinin olmadığına işarettir.

K75^{0}D yönlü granit dayk-sillerinde, V, Rb, Sr, Y, Ba, Th, Dy, Er, Lu ve Sc elementleri, SiO_2 değerinin artmasıyla azalmaktadır, ve negatif bir korelasyon sergiler iken, Cr, Nb, Ta, Zr, La, Hf, Co ve Ni elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmaktadır, ve pozitif bir trend gösterir (Şekil 4.84). Cr, Co ve Ni elementlerinin tüketilmemesi, olivin ve piroksenlerin oluşmadığına işaret eder. V, Y ve Th elementlerinin tüketilmesi, bu elementlerin amfibol mineral fazlarına dahil olduğunu göstermektedir. Rb, Ba ve Sc elementlerinin tüketilmesi biyotit minerallerinin bünyelerine katıldığını; ancak Nb elementinin tüketilememesi de Rb, Ba ve Sc elementlerince biyotitte doygunluğa ulaşarak magmada zenginleştiğini gösterir. Sr, Dy ve Er elementlerinin tüketilmesi plajioklas ve alkali feldspat kristalizasyonuna dahil olduğunu ifade eder iken, Ta, Zr, La ve Hf elementleri, magma içerisinde serbestçe dolaşmaya devam ettiğini gösterir. Lu elementinin tüketilmesi magma odası içinde granat ya da amfibol kristallenmesinin olduğunu anlatmaktadır.

K80^{0}B yönlü andezit dayklarında, V, Sr, Y, Ta, Zr, Er ve La elementleri artan SiO_2 değerine karşı azalmaktadır, ve negatif bir trend göstermektedir. Rb, Nb, Ba ile Dy, Lu, Hf, Co ve Ni elementleri SiO_2 değerinin artmasıyla artmaktadır, ve pozitif bir trend sergilemektedir; ayrıca artan SiO_2 değerlerine karşı Cr, Th, Sc elementleri sabit kaldıkları görülmektedir (Şekil 4.85). Cr, Co, Ni ve Th elementlerinin tüketilmemesi olivin ve piroksen minerallerinin oluşmadığını gösterir. V+Y elementlerinin tüketilmesi, amfibollerin bünyelerine girmesi ile ilişkilidir. Rb, Nb, Ba ve Dy elementlerinin tüketilmemesi ise biyotit minerallerinin kristallenmediğini ve bu elementlerin magma içinde zenginleştiğini gösterir. Sr, Ta, Er, La elementlerinin tüketilmesi, plajioklas ve alkali feldspat mineral fazlarına Zr ile birlikte dahil olduğunu; fakat Hf elementi magma içerisinde serbestçe dolaşmaya devam ettiğini gösterir. Lu elementinin tüketilmemesi, magma odasında amfibol ya da granat birikimlerinin olmadığını ifade etmektedir.

III. sisteme ait olan bu üç sokulum tipinin iz element ayrımlaşma trendlerine bakıldığında ana element ayrımlaşma trendlerinde gözüken benzerlikler-farklılıklar göze çarpmaktadır. K75^{0}D yönlü granit dayk-sillerinin göstermiş olduğu trendler (Çele meta-ofiyolitine sokulan dayk ve siller), diğer üç tipteki sokulumların trendlerinden oldukça farklıdır. Sonuç olarak, bahsedilen bu üç tipteki dayk-sillerin, Çele meta-ofiyolitini kesen sokulumlardan farklı olduğu anlaşılır.

K80^{0}D ve K50^{0}D yönlü andezit dayklarında, V, Co, Ni ve Sc elementleri, SiO_2 değerlerinin artmasıyla azalmakta ve negatif bir trend ile temsil edilirken, Rb, Y, Cr, Nb, Ba, Th, Zr, Dy, Er, La, Lu ve Hf elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmakta ve pozitif bir trend gösterir ayrıca Sr+Ta elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı % 55 SiO_2 değerinde iken azalmaktadır (Şekil 4.85). Cr elementinin tüketilmemesi olivinlerin bu dayk tiplerinde kristallenmemesi ile; Co, Ni, Sc elementlerinin tüketilmesi piroksen minerallerinin kristal fazına dahil olması ile ilintili olmalıdır. V elementinin tüketilmesi amfibol mineral fazına dahil olduğunu gösterir ve Th elementinin tüketilmemesi Co+Ni+Sc elementlerinin piroksenlerin bünyelerine girmesi ile doygunluğa ulaştığını, ve Th elementinin magmada zenginleşmesi ile açıklanabilir. Rb, Y, Nb ve Ba elementlerinin tüketilmemesi, biyotit fazının gerçekleşmemesiyle ilişkili olmalıdır. Sr ve Ta elementlerin önce magma içinde zenginleşmesi ve sonradan tüketilmeye başlanması iki dayk tipini besleyen magma odalarının birbirine karışmasıyla, magma karışımın meydana gelmesiyle açıklanabilir; böylelikle bu magma karışımı sonrasındaki süreçte Zr, Dy, Er, La ve Hf elementleri magma içerisinde serbest dolaşmaya başlamıştır, ve Lu elementinin magmada zenginleşmesi ise magma odasında amfibol ya da granat birikmesinin olmadığını ifade eder.

K80^{0}D ve K50^{0}D yönlü andezit dayklarının iz element jeokimyasındaki sergilediği trendler, ana ayrımlaşma trendlerinde tespit edilmiş magma karışımının olduğunu kanıtlar niteliktedir.

4.4.4.4. IV. Sistem Daykların İz Element Ayrımlaşma Trendleri

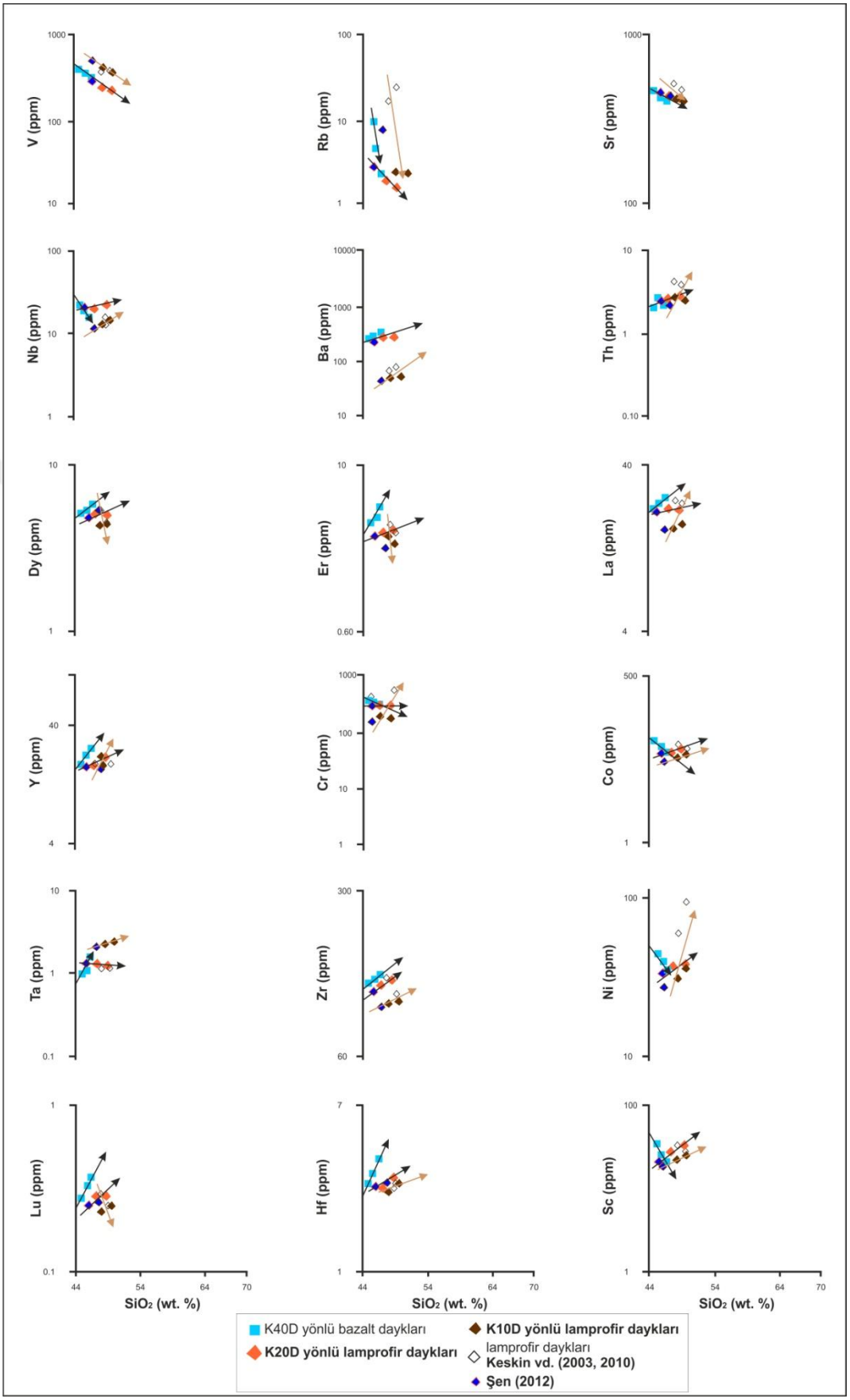
K40^{0}D yönlü bazalt dayklarında, V, Rb, Sr, Cr, Nb, Co, Ni ve Sc elementleri SiO_2 değerinin artmasıyla azalmakta ve negatif bir trend ile temsil edilir iken, Y, Ba, Th, Ta, Zr, Dy, Er, La, Lu ve Hf elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmakta, ve pozitif bir trend göstermektedir (Şekil 4.86). Cr, Co, Ni ve Sc elementlerinin tüketilmesi, olivin ve piroksenlerin bünyelerine girdiğini gösterir. V ve Nb elementlerinin magmada fakirleşmesi, bu iki elementin de amfibol mineral fazına dahil olması ile ilişkili olmalıdır; böylelikle Th elementinin tüketilmemesi V + Nb elementlerinin amfibol mineralleri bünyesine katılmasından ötürü doygunluğa ulaşarak Th elementinin amfibol fazına girmesi engellenmiş, ve bu elementin magmada zenginleşmesi il

süreç devam etmiştir. Ba ve Ta elementinin magmada zenginleşmesi biyotit fazının meydana gösterir. Rb ve Sr elementlerinin tüketilmesi ise, plajioklas bünyelerine dahil olduğunu; ancak Dy, Er, La elementleri Zr+Hf elementleri ile birlikte, magmada serbest dolaşmaya devam ettiğini göstermektedir. Lu elementinin tüketilmemesi magma odasında amfibol ya da granat birikimlerinin olmadığını ifade eder.

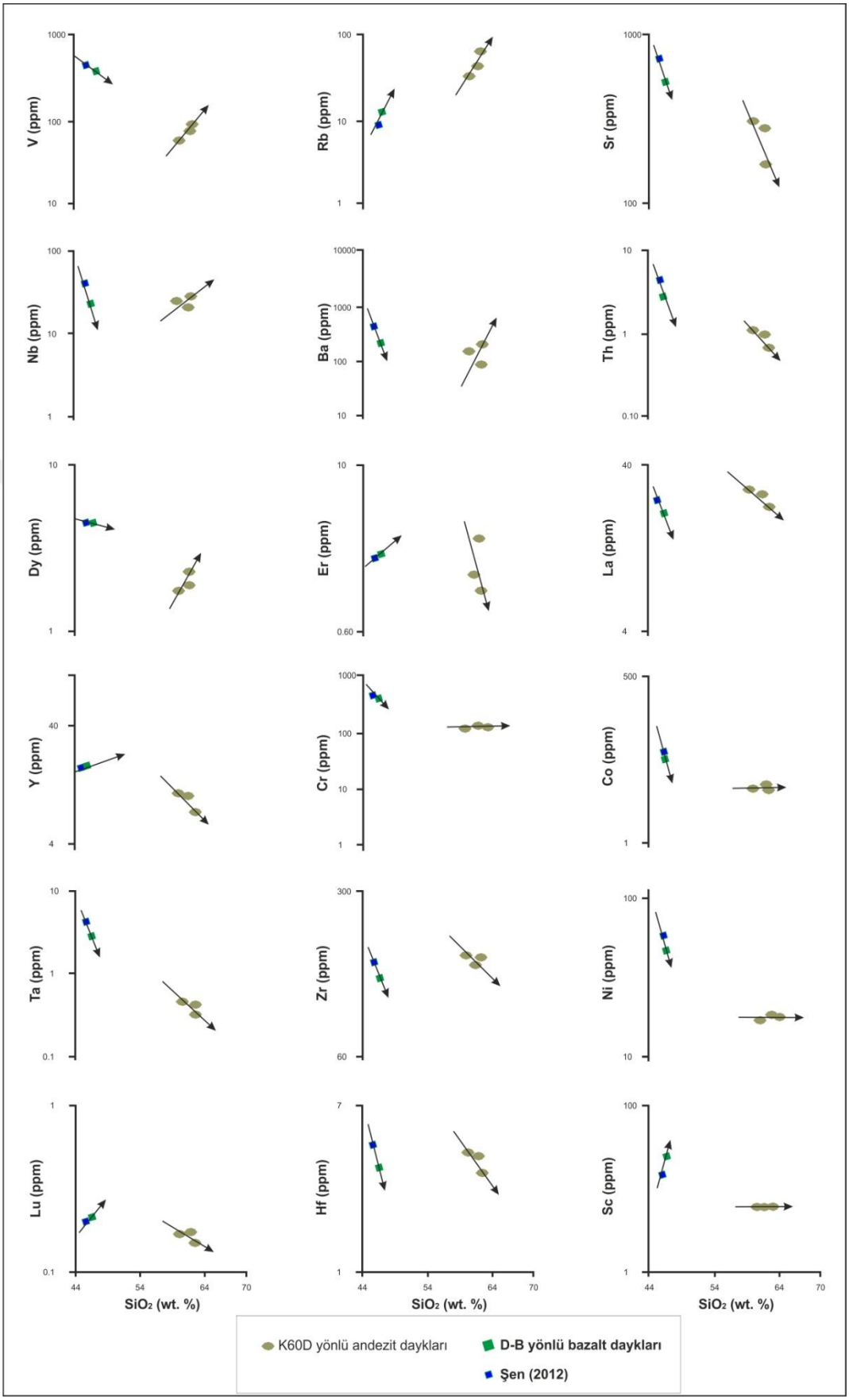
K10^{0}D yönlü lamprofir dayklarında, V, Rb, Sr ve Ta elementleri, artan SiO_2 değerlerine karşı azalmakta ve negatif bir korelasyon sergilerken, Y, Nb, Ba, Th, Zr, Dy, Er, La, Lu, Hf, Co, Ni ve Sc elementleri SiO_2 değerlerinin artması ile artmaktadır ve pozitif bir trend ile temsil edilir ayrıca Cr elementinin artan SiO_2 değerlerine karşı sabit kaldığı görülür (Şekil 4.86). Co+Ni+ Cr+Th elementlerinin magmada zenginleşmesi olivin ve piroksen minerallerinin oluşmadığını göstermektedir. V+Ta elementlerinin tüketilmesi amfibollerin bünyelerine girmesi ile ilişkili olmalıdır. Y, Nb, Ba ve Sc elementlerinin magmada zenginleşmesinin anlamı, biyotit mineral fazının bu dayk tipinde gerçekleşmemiş olduğunu göstermektedir, ve Rb ve Sr elementlerinin tüketilmesi plajioklas minerallerinin bünyelerine girdiğini ifade eder. Zr, Dy ile Er, La ve Hf elementlerinin magmada zenginleşmesi, magmada bu süre içinde halen serbest dolaşmasıyla açıklanabilir. Lu elementinin magmada zenginleşmesi, magma odasında amfibol ya da granat kristallenmediğini belirtir.

K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarında V, Rb, Sr, Dy, Er, Lu elementleri SiO_2 element değerinin artmasıyla azalmaktadır ve negatif bir trend ile temsil edilirken Y, Cr, Nb, Ba, Th, Ta, Zr, Hf, Co, Ni ve Sc elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmaktadır, ve pozitif bir trend gösterir (Şekil 4.86). Cr, Co, Ni ve Th elementlerinin tüketilmemesinin anlamı bu dayk tipinde olivin, piroksen mineral fazlarının hiç gelişmemesidir. V elementinin tüketilmesi, amfibollerin içine girdiğini gösterir. Y, Nb, Ba ve Sc elementlerinin magmada zenginleşmesinin anlamı, biyotit mineral fazının gerçekleşmediğini ifade eder. Rb, Sr, Dy ve Er elementlerinin tüketilmesi de plajioklas minerallerinin bünyelerine girdiği gösterir; fakat Ta, Zr, La ve Hf elementlerinin bu süreç içerisinde magmada serbestçe dolaştığını gösterir ve Lu elementinin tüketilmesi, magma odasında amfibol ya da granat birikimlerinin olduğunu ifade etmektedir.

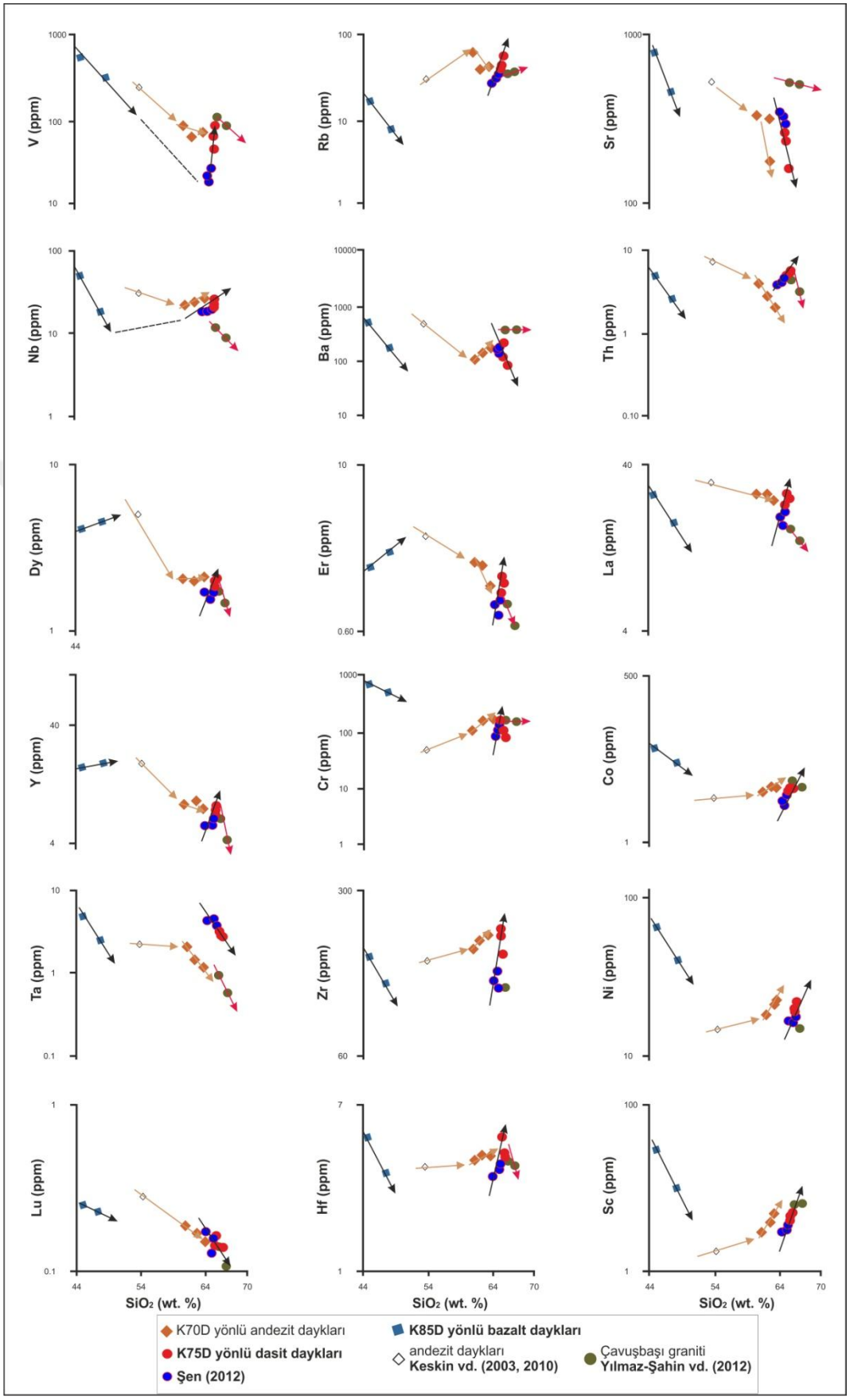
IV. sisteme ait olan bu üç dayk tipinin iz element ayrımlaşma trendlerine bakıldığında, bazalt ve lamprofir daykların ana element ayrımlaşma trendleri gibi, bir takım benzerlikler olduğu görülmektedir. Aynı tektono-magmatik ortam koşullarında, K40^{0}D yönlü bazalt ile K10^{0}D yönlü lamprofir dayklarının beslendiği magma odalarının benzer olduğu; ancak K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarının beslendiği magma odasının diğer iki dayk tipinin magma odalarından



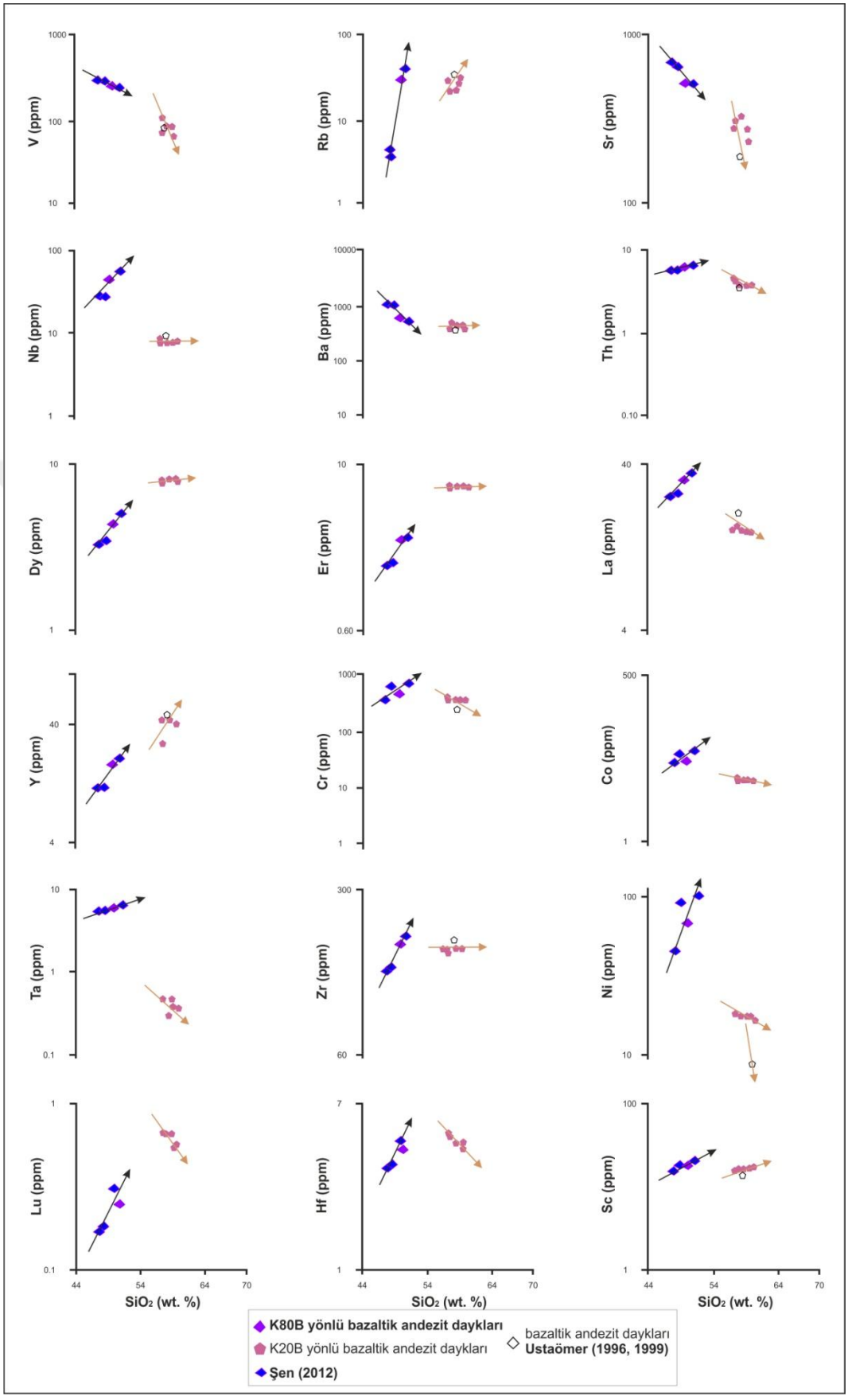
Şekil 4.87: IV. sisteme ait bazalt ve lamprofir dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri.



Şekil 4.89: IV. sisteme ait andezit ve bazalt dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri.



Şekil 4.90: IV. sisteme ait andezit , bazalt ve dasit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri.



Şekil 4.91: IV. sisteme ait bazaltik andezit dayklarının iz element ayrımlaşma trendleri.

farklı olduğu ortaya çıkar. Ayrıca, K40^{0}D yönlü bazalt ve K10^{0}D yönlü lamprofir dayklarının beslendiği magma odalarında granat birikimlerin olması, K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarının beslendiği magma odalarında granat birikimlerinin olmaması, magma odalarının farklı olduğu sonucu çıkmaktadır.

K60^{0}D yönlü andezit dayklarında, Sr, Y, Th, Ta, Zr, Er, La, Lu, Hf elementleri SiO_2 değerinin artmasıyla azalmakta ve negatif bir trend ile temsil edilirken V, Rb, Nb, Ba ve Dy elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmakta, ve pozitif bir korelasyon göstermektedir; ayrıca Cr, Co, Ni ve Sc elementleri SiO_2 değerinin artmasıyla sabit kaldığı görülür (Şekil 4.87). Cr, Co ve Ni elementlerinin magmada zenginleşmesi, bu dayk tipinde olivin ve piroksen minerallerinin hiç kristallenmediğini gösterir. Y+Th elementlerinin tüketilmesi amfibollerin bünyelerine girmiş olması ile ilişkilidir. V, Rb, Nb, Ba, Dy ve Sc elementlerin tüketilmemesi ise, biyotit mineral fazının gelişmemesiyle ilişkili olmalıdır. Sr ve Ta elementlerinin tüketilmesi plajioklas+alkali feldspatların bünyelerine Zr, Er, La ve Hf elementleri ile birlikte girdiğini gösterir, ve Lu' nun magmada fakirleşmesi , magma odasında amfibol-granat birikimlerinin olduğuna işarettir.

D-B yönlü bazalt dayklarında, V, Sr, Cr, Nb, Ba, Th, Ta, Zr, Dy, La, Hf, Co ve Ni elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı azalmakta ve negatif bir korelasyon sergilerken, Rb, Y, Er, Lu ve Sc elementleri SiO_2 değerinin artması ile artmakta, ve pozitif bir trend ile temsil edilir (Şekil 4.87). Cr,+Co+Ni elementlerinin tüketilmesi olivin ve piroksen fazlarının olmadığını gösterir iken, V ve Th elementlerinin tüketilmesi ise amfibol minerallerinin bünyelerin girmiş olması ilişkilidir. Rb, Y, Nb, Ba, Er ve Sc elementlerinin magmada zenginleşmesi, biyotit fazının bu dayk tipinde hiç gerçekleşmediğini ifade eder. Sr ve elementlerinin tüketilmesi, plajioklasların bünyelerine girdiğini ifade eder. Zr, Dy, La ve Hf elementleri de bu faza eşlik ettiğini gösterir. Lu elementinin magmada zenginleşmesinin anlamı ise magma odasında amfibol ya da granat birikmelerinin olmadığını ifade eder.

IV. sisteme ait olan bu iki dayk tipinin iz element ayrımlaşma trendlerine bakıldığında, ana element ayrımlaşma trendlerinde görülen farklı trendler göze çarpar. İki dayk tipinde element topluluklarının tüketilme biçiminin farklı olması ve farklı trendler göstermesi, iki dayk tipinin magma odalarının, aynı tektono-magmatik ortam koşullarında olmasına rağmen birbirlerinden farklı olduğunu ifade etmek en sağlıklı tespit olacaktır.

K70^{0}D yönlü andezit dayklarında, V, Rb, Sr, Y, Th, Ta, Er, La, Lu elementleri SiO_2 element değerinin artmasıyla azalmakta ve negatif bir trend ile temsil edilirken, Cr, Nb, Ba, Zr, Hf, Co

ile Ni, Sc elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı artmakta ve pozitif bir korelasyon gösterir; ayrıca, Dy elementi artan SiO_2 değerlerine karşı sabit kaldığı görülmektedir (Şekil 4.88). Cr, Co, Ni ve Th elementlerinin magmada zenginleşmesi, olivin ve piroksen mineral fazlarının gelişmediğini göstermektedir, ve V+Y+Th elementlerinin tüketilmesi, amfibol minerallerinin bünyelerine girmiş olmalıdır. Nb+Ba+Sc+Dy elementlerinin magmada zenginleşmesi, biyotit minerallerinin bu dayk tiplerinde kristallenmediğini ifade eder, ve Rb, Sr ve Ta elementlerinin tüketilmesi plajioklas+alkali feldspatların bünyelerine Er+La elementleri ile birlikte girdiğini; ancak bu süreç zarfında Zr+Hf elementlerinin magmada serbestçe dolaştığını göstermektedir. Lu elementinin tüketilmesi ise magma odasında amfibol ya da granat kristallenmesi olduğuna işaret etmektedir.

K85^{0}D yönlü bazalt dayklarında, V, Rb, Sr, Cr, Nb, Ba, Th, Ta, Zr, La, Lu, Hf, Co, Ni ve Sc elementleri artan SiO_2 değerlerine karşı azalmakta ve negatif bir trend gösterirken, Y, Dy, Er elementleri SiO_2 değerinin artmasıyla artmakta, ve pozitif bir trend gösterir (Şekil 4.88). Cr, Co, Ni, Th ve Sc elementlerinin magmada fakirleşmesi, olivin ve piroksen mineral fazlarına, bu elementlerin dahil olduğunu göstermektedir. V+Nb+Ba elementlerinin tüketilmesi amfibol minerallerinin bünyelerine girmesi ile bağlantılıdır Y, Dy ve Er elementlerinin tüketilmemesi biyotit mineral fazının gelişmediğini göstermelidir. Rb ve Sr elementlerinin tüketilmesi ise bu elementlerin plajioklas fazına Ta, Ta, La, Hf elementleriyle birlikte dahil olduğunu ifade eder. Lu elementinin magmada fakirleşmesi magma odasında granat yada amfibol kristallenmesinin olduğuna işarettir.

K75^{0}D yönlü dasit dayklarında, Sr, Ba, Ta, Lu elementleri SiO_2 değerinin artmasıyla azalan bir negatif korelasyon gösterir iken, V, Rb, Y, Cr ile Nb, Th, Zr, Dy, Er, La, Hf, Co, Ni ve Sc elementleri artan SiO_2 değerine karşı artmaktadır, ve pozitif bir trend ile temsil edilir (Şekil 4. 88). Cr, Co Ni ve Th elementlerinin tüketilmemesi olivin+piroksen mineral fazlarının bu dayk tipinde gerçekleşmediğini göstermektedir. Ba elementinin tüketilmesi, amfibol minerallerinin bünyelerine girmesiyle ilişkili olmalıdır. V, Rb, Y, Nb, Sc, Dy elementlerinin tüketilmemesi biyotit mineral fazının bu dayk tipinde gerçekleşmediğini, ve magmada zenginleştiğini ifade eder. Tüm magmatik süreçlerde V ve Y elementinin tüketilmesi amfibollerin kristalizasyonu ile ilişkilendirilmesine rağmen, bu dayk tipinde farklı olmasının nedenini magma kaynak alan bölümünde, detaylı bir biçimde, ele alınarak anlatılmaya çalışılmıştır. Sr ve Ta elementlerinin tüketilmesi plajioklas ve alkali feldspat mineral fazına dahil olduklarını; fakat bu süreç içinde Zr, Er, La ve Hf elementleri magma içerisinde halen serbestçe dolaştığını ifade etmektedir. Lu

elementinin magmada fakirleşmesi ise magma odasında granat veya amfibol kristallenmesiyle ilişkilidir.

IV. sisteme ait olan üç dayk tiplerinin iz element ayrımlaşma trendlerine bakıldığında, ana element ayrımlaşma trendlerinde görülen farklı trendler dikkat çekicidir. Bu farklılıklar, aynı tektono-magmatik ortam olmasına karşın $K70^0D$ yönlü andezit dayklarının beslendiği magma odasının, diğer dayk tiplerinden farklı olduğunu göstermektedir. Ayrıca, $K85^0D$ yönlü bazalt dayklarının, $K75^0D$ yönlü dasit dayklarının element hareketlilikleri birbirinin devamı olduğu görülmektedir. Böylelikle, iz element hareketliliklerin trendleri bu iki dayk tipine ait magma odalarının aynı olduğunu kanıtlar; ancak, $K75^0D$ yönlü dasit dayklarının element hareketliği ve element davranışlarının tipik dasitlerden farklı olması, farklı bir magma odası ile karışmış olabileceğini söylemek olasılıklar dahilinde olması gerekir, ve $K75^0D$ yönlü dasit dayklarının magma odasının başka bir magma odası ile etkileşimini, magma kaynak alanlarda detaylı bir şekilde ele alınmıştır ve yorumlanarak bu çelişkili durum anlatılmıştır.

$K80^0B$ yönlü bazaltik andezit dayklarında, V, Sr ve Ba elementleri SiO_2 değerinin artmasıyla azalmaktadır, ve negatif bir korelasyon ile temsil edilirken, Rb, Y, Cr, Nb, Th, Ta, Zr, Dy, Er, La, Lu, Hf, Co, Ni ve Sc elementleri artan SiO_2 değerine karşı artmaktadır ve pozitif bir trend göstermektedir (Şekil 4.89). Cr, Co, Ni+Th elementlerinin tüketilmemesi, bu dayk tiplerinde olivin+piroksen mineral fazının oluşmaması ilintili olmalıdır ve V elementinin tüketilmesi ise amfibol mineral fazına dahil olduğunu gösterir. Rb+Nb+Y+Ta+Sc elementlerinin tüketilmesi, bu dayk tipinde biyotit mineral fazının oluşmadığına işaret eder, ve bu durumun yansıması ise Rb, Nb, Y, Ta, Sc elementlerince magma zenginleşmiştir. Sr+ Ba elementlerinin tüketilmesi plajioklas+alkali feldspat üretimine dahil olduğunu; ancak Zr+Dy+Er+La+Hf elementlerinin tüketilmemesi plajioklas kristallenmesi sürecinde ise, bu elementlerin de magmada serbestçe dolaştığını gösterir. Lu elementinin tüketilmemesi ise magma odasında granat ya da amfibol kristallenmesinin olmadığına işarettir.

$K20^0B$ yönlü bazaltik andezit dayklarında, V, Sr, Cr, Th, Ta, La, Lu, Hf, Co ve Ni elementleri artan SiO_2 değerine karşı azalmakta, ve negatif bir trend sergilerken; Rb, Y ve Sc elementleri SiO_2 değerinin artmasıyla artmakta ve pozitif bir trend ile temsil edilir; ayrıca Nb, Ba, Zr, Dy ve Er artan SiO_2 değerlerine karşı sabit kaldığı görülmektedir (Şekil 4.89). Cr, Co, Ni ve Th elementlerinin tüketilmesi olivin ve piroksenlerin bünyelerine girerek magmada fakirleştiğini göstermektedir. V ve Ta elementlerinin tüketilmesi ise amfibol mineral fazına dahil olduğuna işarettir. Rb, Y, Nb, Ba ve Sc elementlerinin tüketilmemesinin anlamı, bu dayk tipinde biyotit

mineral fazının gerçekleşememiş olmasıdır. Sr, La ve Hf elementlerinin tüketilmesi plajioklas bünyelerine girmiş olmalıdır ki magmada fakirleşme görülmektedir. Plajioklas minerallerinin kristalizasyonu esnasında, Zr, Dy ve Er elementleri magmada serbestçe dolaşmasına devam etmektedir. Lu elementinin magmada fakirleşme trendinin olma durumu magma odasında granat ya da amfibol minerallerinin birikmesi ile izah edilir.

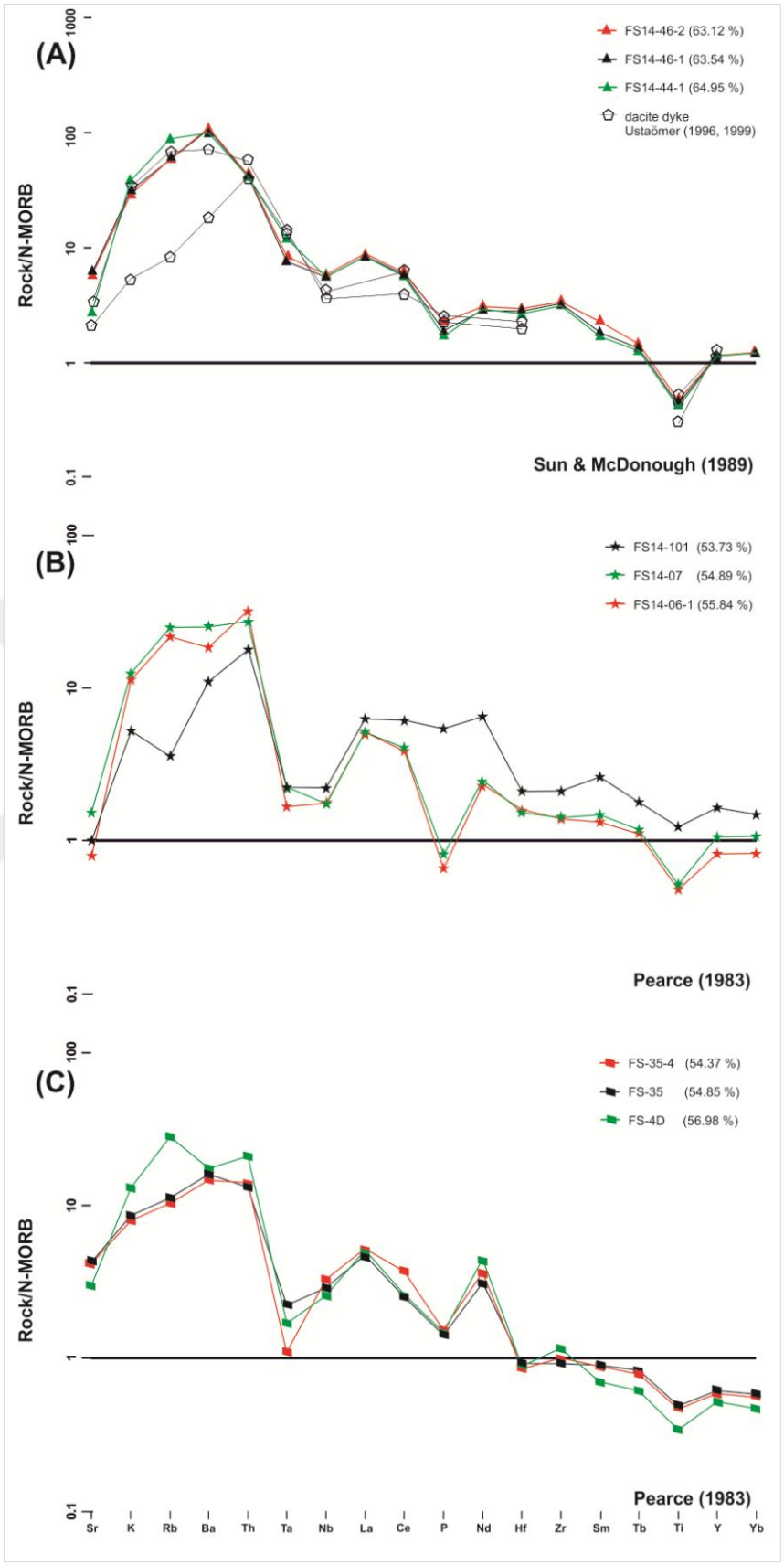
IV. sisteme atfedilen bu üç dayk tipinin iz element ayrımlaşma trendleri incelendiğinde, ana element ayrımlaşma trendlerinde görülen farklılıklar ve benzerlikler dikkat çeker. İki dayk tipinin iz element jeokimyasında sergilediği trendler benzer olmasına ve element trendlerinin davranışlarının birbirinin devamı olarak görülmesine rağmen; bir bütünlük sağlayamadıkları görülür. Bu sebep ile, üç dayk tipinin beslendiği magma odaları birbirinden farklı olmalıdır.

4.4.5. Çoklu Element Paternleri

I., II., III., IV sistem dayklarının tüm örneklerin magma odası proseslerine ve kaynak alanının bileşimine yaklaşımda bunabilmek amacı ile, N-Tipi MORB' a normalize edilmiş olan çoklu element örümcek-spider diyagramları çizilmiştir. Bu diyagramlarda SiO_2 değerinin %60' dan düşük olan dayk-siller için Pearce (1983) N-Tipi MORB diyagramı; SiO_2 değerinin %60' dan yüksek olan dayk-siller için ise Sun & McDonough (1989) tarafından önerilen N-Tipi MORB değerleri kullanılmıştır. Diyagramlarda yatay eksen elementlerin dizilim sırası Pearce (1983)' ün önerdiği, Pearce vd. (1990) tarafından revize edilmiş element dizilim sırası kullanılmıştır. Bu diyagramlar üzerindeki dayk örnek kodlarının yanında % cinsinden SiO_2 değerleri yazılı olarak verilmiştir ve her sistem içinde yer alan ve as gruplara bölünen daykların-sillerin çoklu element paternleri çizilmiştir. (Şekil 4.92-100).

4.4.5.1. I. Sistem Dayklarının Çoklu Element Paternleri

Kıvrımlanmış dasit dayklarında, kıvrımlanmış diyabaz dayklarında ve kıvrımlanmış andezit dayklarında, MORB' a normalize edilmiş paternlerinde LILE (iri iyon çaplı litofil e.; Sr-K-Rb-Ba-Th),LREE (hafif nadir toprak e; La-Ce-P-Nd) elementlerin MORB bileşimlerine göre belirgin bir zenginleşme olduğu görülmektedir. HFSE' ye (yüksek alan şiddetli e; Ta-Nb -Hf-Zr) ait elementlerin LILE'e göre belli oranlarda fakirleşme olduğu net bir şekilde görülür. Kıvrımlanmış diyabaz dayklarından olan FS14-06-1 ve FS14-07 örneklerinde hafif toprak elementlerinden P elementinin MORB' a göre fakirleştiği görülür. Uyumsuz elementlerden en az konsantrasyon olanlar Tb-Ti-Y-Yb elementleridir; kıvrımlanmış olan dasit dayklarında Ti



Şekil 4.92: I. sisteme ait daykların çoklu paternleri. (A) kıvrımlanmış dasit daykları; (B) kıvrımlanmış diyabaz daykları; (C) kıvrımlanmış andezit daykları.

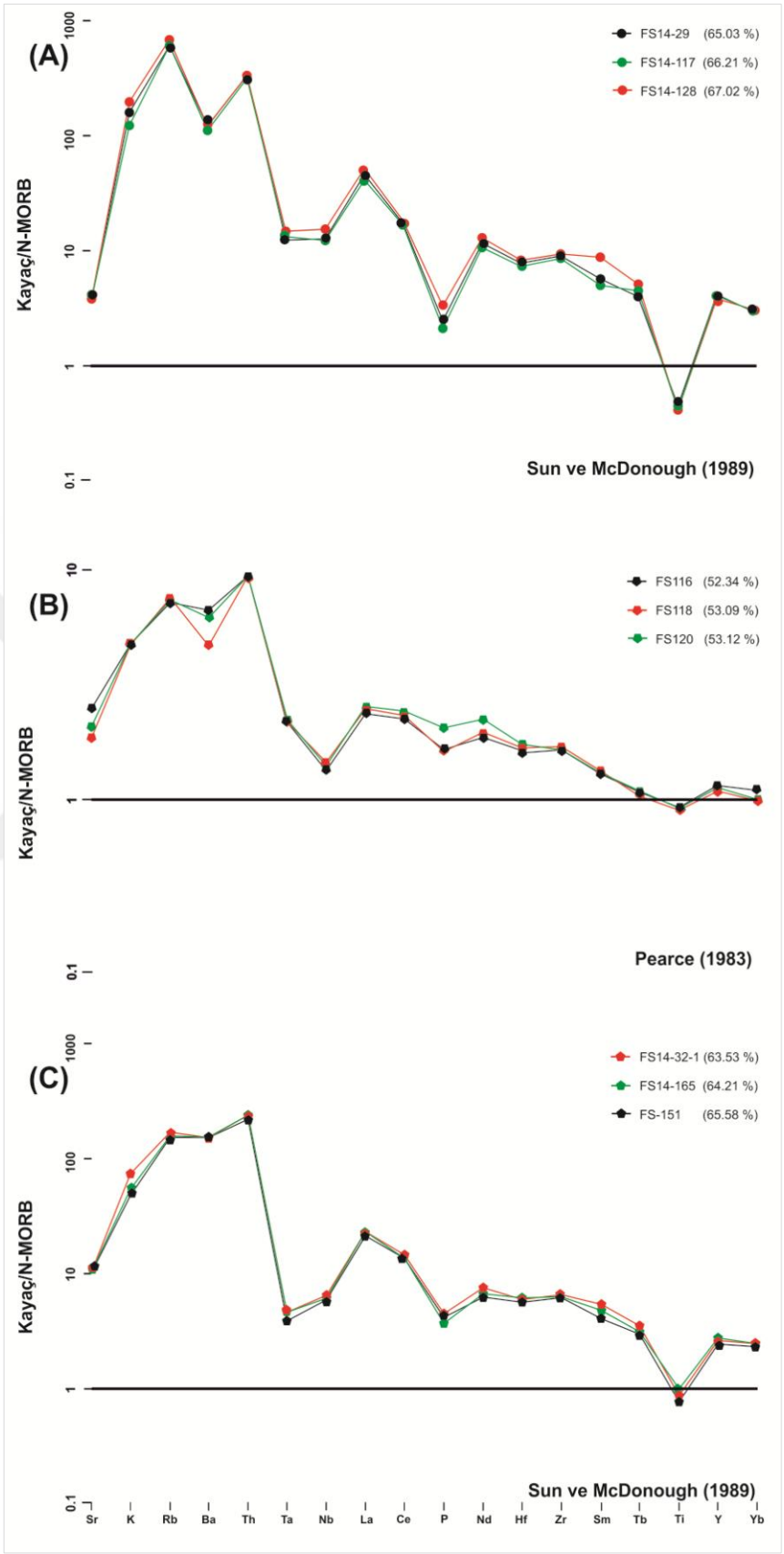
elementi ve kıvrımlanmış diyabaz dayklarından olan FS14-06-1 örneğinde Y+Yb elementi, kıvrımlanmış andezit dayklarında Tb, Ti, Y, Yb MORB' e göre fakirleşerek MORB değerinin altında olduğu görülmektedir. Üç daykta ise Ce elementinin Nb elementine göre zenginleştiği gözlenir ve ancak kıvrımlanmış dasit dayklarından FS14-44-1 örneği ile kıvrımlanmış andezit dayklarında FS-35 örneği Ce elementinin, Nb elementine göre fakirleştiği göze çarpmaktadır; bu durum bu örneklerin levha içi bileşen taşıdığı, anlamına gelir. Ancak, diğer kıvrımlanmış dayk örneklerinde, Ce elementinin, Nb elementine oranla fakirleşmiştir. Bu fakirleşme ise, bu dayklarının büyük çoğunluk ile yitim bileşen taşıdığını gösterir (Şekil 4.92). Sonuçta, bu dayk sistemleri için kullanılan tektonik ayırtlama diyagramlarında volkanik kuşak levha içi/levha içi ile aktif kıta kenarı/volkanik yay alanları ile uyumluluk içinde olduğu anlaşılmaktadır, ve bu dayk sistemlerinin tektonik ortamının bir rift ya da rifti temsil eden yay-ardı havza ortam koşullarında oluştuğunu kanıtlamaktadır.

4.4.5.2. II. Sistem Dayklarının Çoklu Element Paternleri

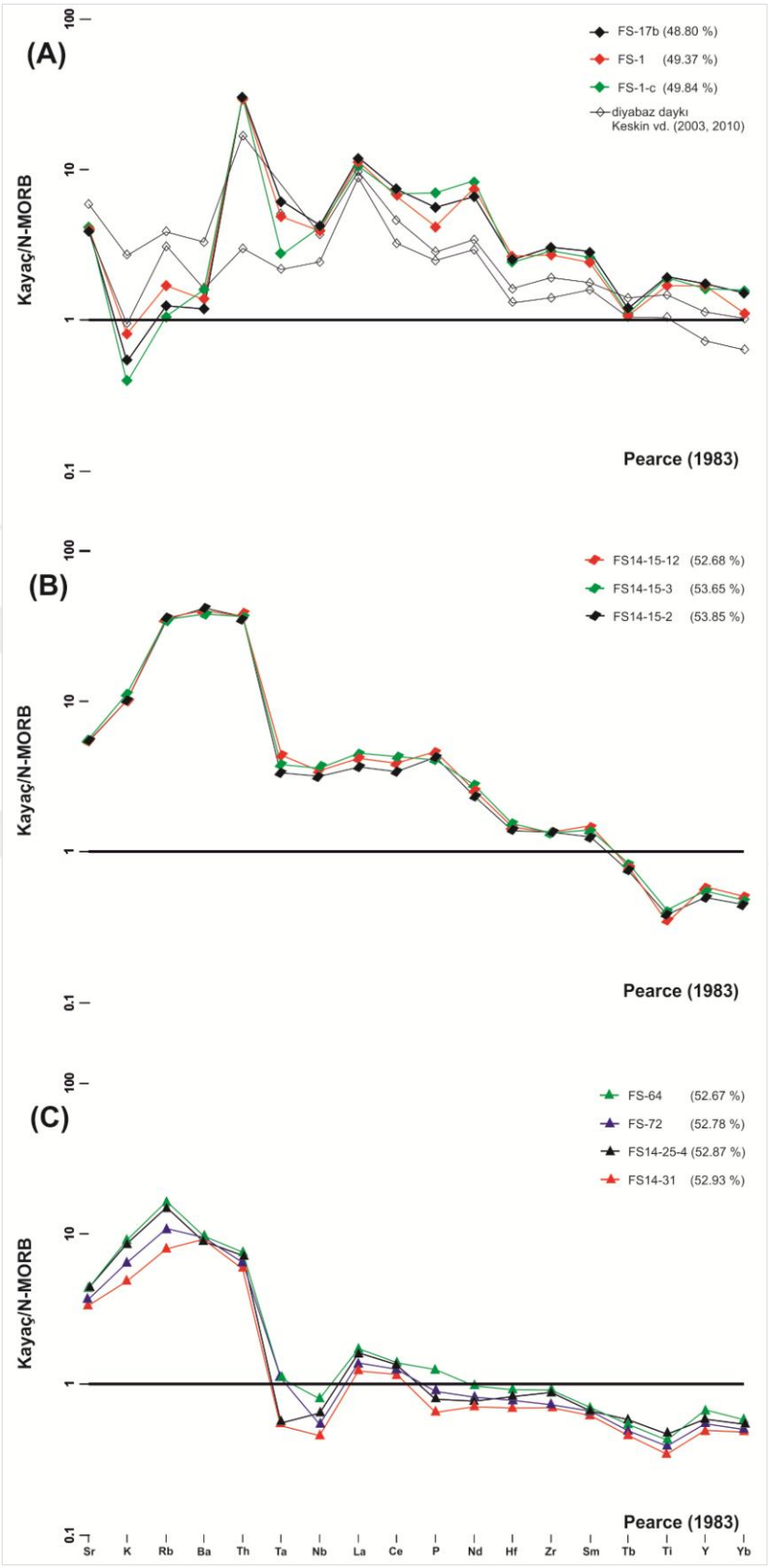
K80^{0}D ve K15^{0}B yönlü dasit dayklarında, K50^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarında, MORB' a normalize edilmiş paternlerinde LILE ve LREE' lerin, MORB' e göre zenginleştiği görülür. K80^{0}D, K15^{0}B yönlü dasit dayklarında, LREE' lerinden La, Ce ve Nd elementleri HFSE' ye göre belirgin zenginleşirken P elementinin fakirleştiği görülür. K50^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarında LREE' ler, HFSE' ye göre zenginleşir. Üç dayk tipinde en az konsantrasyon olan element, Ti elementi olup MORB' a göre fakirleşmiştir.

Her üç dayk tipinde, Nb elementinin Ce elementine oranla fakirleşmesi göze çarpmaktadır ve bu fakirleşme (Şekil-4.93), bu dayklarının yitim bileşenli olduğu ve bu dayklar için kullanılan tektonik ayırtlama diyagramlarında tespit edilen volkanik yay ve çarpışma kuşağı alanlarında uyumlu olduğu görülmektedir.

K-G yönlü diyabaz dayklarında-sillerinde, LILE' ler (K elementi hariç) ve LREE' ler MORB' a göre zenginleşmekte ve HFSE' ler LREE' lere göre fakirleşmektedir. En az konsantrasyon olan elementler Tb, Ti, Y ve Yb elementleridir, ve K15^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarında, LILER' ler ve LREE' ler MORB' a nazaran zenginleştiği görülmektedir. HFSE' lerden olan Hf ve Zr elementleri LREE'lere göre daha fazla fakirleşmektedir. En düşük konsantrasyonlu olan elementler, Tb, Ti, Y ve Yb elementleridir. Ti elementi MORB' a göre fakirleşmiş, ve MORB çizgisinin altına düşmüştür. K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarında, LILE ve LREE' lerden La ve Ce elementleri MORB' a göre zenginleşmektedir ve HFSE' lerden Ta ve Nb elementleri



Şekil 4.93: II. sisteme ait daykların çoklu paternleri. (A) K80^{0}D yönlü dasit daykları; (B) K50^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları; (C) K15^{0}B yönlü dasit daykları.



Şekil 4.94: II. sisteme ait dayklarının çoklu paternleri. (A) K-G yönlü diyabaz dayk-silleri; (B) K15^{0}D ve (C) K5^{0}D yönlü bazaltik andezit daykları. FS-1 örneği Şen (2012)' den alınmıştır.

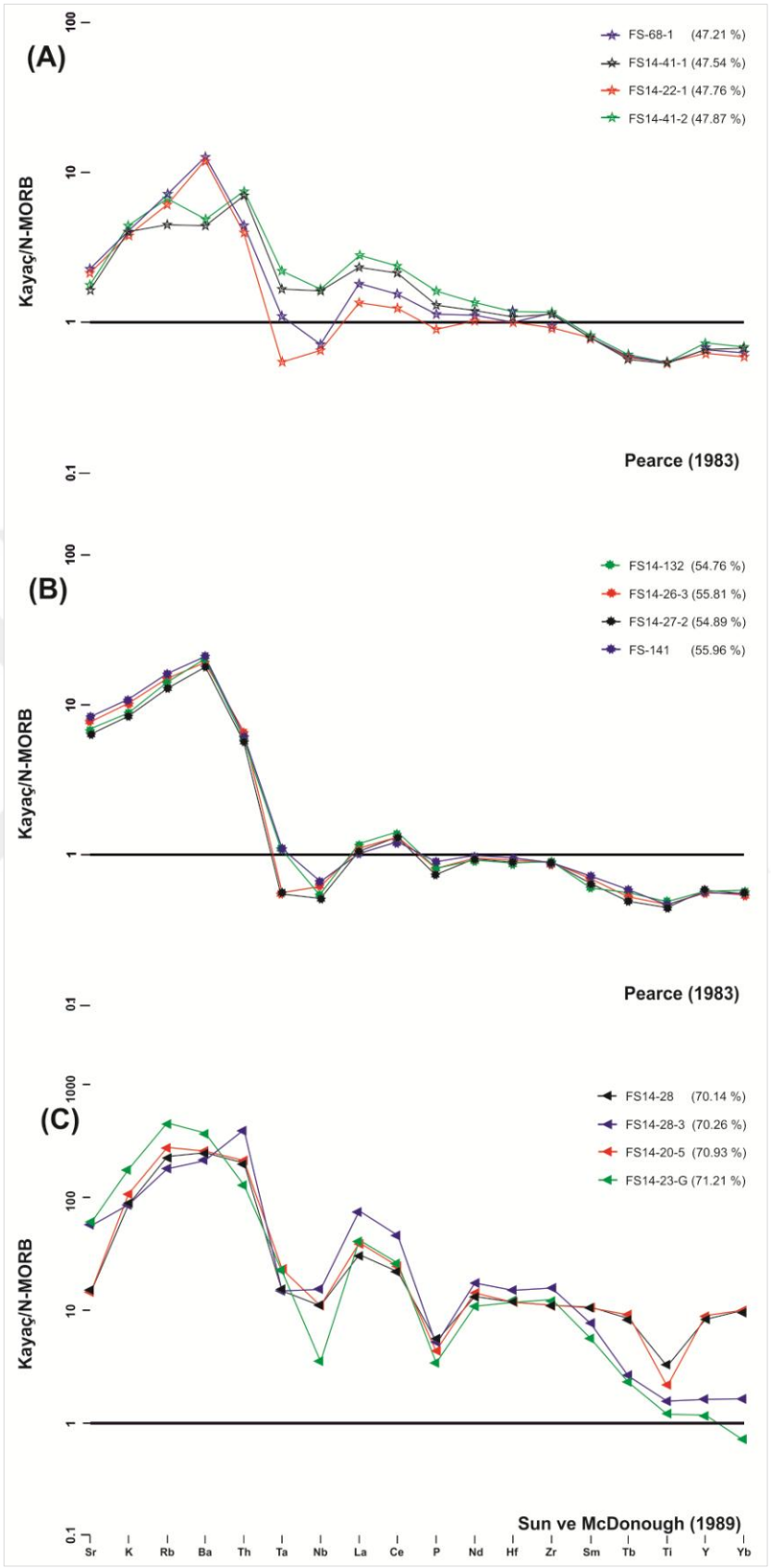
LREE' lere göre fakirleşirken LREE' lerin tüm elementleri ile birlikte MORB çizgisinin altına düşmektedir.

K-G yönlü diyabaz daykları-silleri ile K15^{0}D ve K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarında, Nb elementinin Ce elementine göre fakirleşmesi, bu sokulum tipleri için karakteristik olup yitim bileşen taşıdıklarını ortaya çıkartmaktadır (Şekil 4.94). Ancak, K-G yönlü diyabaz dayk-siller için kullanılan tektonik ayrıtlama diyagramlarında hem yay hem levha-içi alanında yer alması yitim bileşeni içeren kalıt bir magmanın bir rift ortamındaki magmatizması ile açıklanabilir ve K15^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarında Y elementi referanslı sınıflama diyagramında alkali sub-alkali sınırında yer alması (Şekil 4.65-B), ve tektonik ortam diyagramında levha-içi alana iz düşmesi (Şekil 4.69-B), bu daykların yitim bileşenli olması gerçeği ile, Y elementinin çok düşük değerlere sahip olmasıyla izah edilmesiyle mümkün olabilir. Ayrıca, bu daykların LOI değerlerine (% 9.8-12.8) bakıldığında, Y elementi değerinin alterasyonların etkisi neticesinde, bozuşarak düşmüş olabileceği gerçeğini yansıtır.

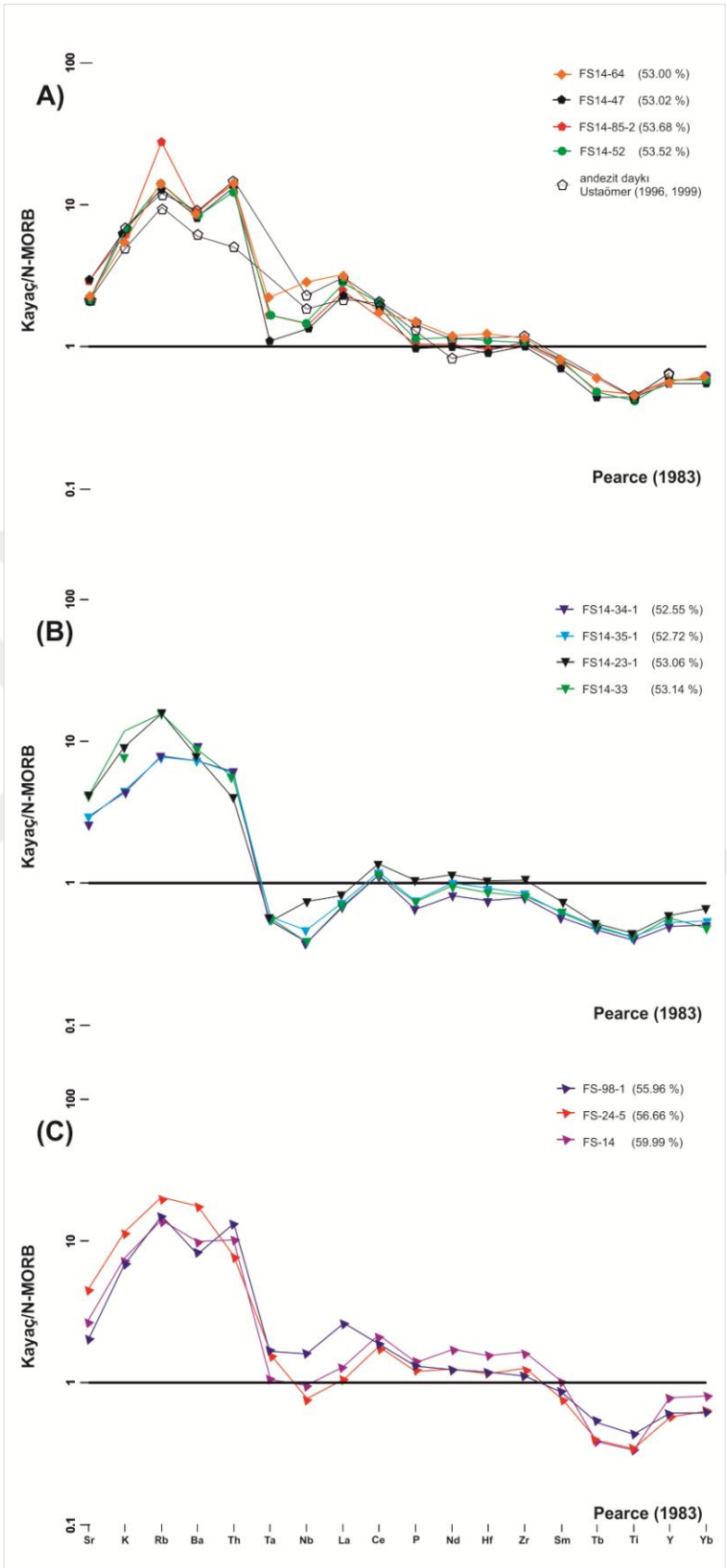
4.4.5.3. III. Sistem Dayklarının Çoklu Element Paternleri

K40^0-50^{0}D yönlü bazalt dayklarında ve K80^{0}B yönlü andezit dayklarında LILE' ler ve LREE' ler MORB' a göre zenginleşmektedir, ve HFSE' ler, LILE' lere göre fakirleşmektedir. Bazalt dayklarından FS14-68-1, FS14-22-1 örneklerinde ve andezit dayklarının tamamında (FS-41-1 örneği hariç) Ta ve Nb elementleri MORB'a göre fakirleşmektedir ve MORB çizgisinin altına doğru düşmektedir. Her iki dayk tipinde en düşük değerlikli uyumsuz elementler sırasıyla Tb, Ti, Y, Yb elementleridir. K75^{0}D yönlü granit dayklarında, LILE' ler ve LREE' ler MORB' a göre zenginleşmektedir. HFSE' ler LREE elementlerine (P elementi hariç) göre fakirleşmiştir. Granit dayklarında Ti elementinden sonra iki farklı trend gözlenmektedir. FS-20-5 ile FS14-20-7 örnekleri (Çele meta-ofiyolitine sokulan dayk tipleri) pozitif bir korelasyon sergilerken, diğer örnekler yaklaşık olarak negatif bir korelasyon sergilediği görülür. Üç dayk tipinde, Ce elementine oranla Nb elementinin fakirleşmesi görülür ve tektonik ayırtlama diyagramlarında volkanik yay alanına iz düşmeleri ile uyumluluk içinde olduğunu açıkça görülmektedir (Şekil 4.95).

K80^{0}D, K50^{0}D yönlü andezit dayklarında, LILE' ler ve LREE' ler MORB' a göre zenginleşir; ayrıca HFSE' ler, LILE' lere göre fakirleşmektedir. Kapıkaya granitine sokulan K80^{0}D yönlü andezit dayklarında Ta ve Nb elementleri MORB' a göre zenginleşmektedir, ve Demirci para gnayslarına sokulan K50^{0}D yönlü andezit dayklarında Ta, Nb elementleri belirgin bir şekilde



Şekil 4.95: III. sisteme ait dayların çoklu paternleri. (A) K40^0-50^{0}D yönlü bazalt dayları; (B) K80^{0}B yönlü andezit dayları; (C) K75^{0}D yönlü granit dayk-silleri.



Şekil 4.96: III. sisteme ait dayların çoklu paternleri. (A) K80^{0}D yönlü andezit dayları; (B) K50^{0}D yönlü andezit dayları; (C) K50^{0}D yönlü andezit dayları.

MORB' e göre fakirleşmektedir, ve MORB çizgisinin altına düştüğü görülür; ancak Dolayoba formasyonuna sokulan K50^{0}D yönlü andezit dayklarından FS-14 kodlu örneğin, Nb elementi MORB' un altına düştüğü görülmektedir. K80^{0}D, K50^{0}D yönlü andezit dayklarında en düşük değerlikli uyumsuz elementler Tb, Ti, Y, Yb elementleri olarak sıralandığı görülür. Kapıkaya granitini kesen K80^{0}D yönlü andezit ve Demirci para-gnayslarını kesen K50^{0}D yönlü andezit dayklarında, Dolayoba formasyonunu kesen K50^{0}D yönlü andezit dayklarında, Ce elementine oranla Nb elementinin fakirleşme ve zenginleşme trendlerinin olması, dikkat çekicidir (Şekil 4.96). Fakirleşme trendleri bu dayk tiplerinin yitim bileşen taşıdığı, zenginleşme trendleri ise bu dayk tipleri içinde levha içi bileşen taşıdığını ifade eder, ve bu dayk tipleri için kullanılan tektonik ayırtlama diyagramlarına bakıldığında, bu dayk tiplerinin bazı örneklerinin volkanik yay diğer bazı örnekleri levha içi ortamda çıkması, bu dayk tiplerinin çoklu-multi element paternleri ile uyumlu olduğu anlaşılır. Bu daykların sokulduğu tektonik ortam, iz düşürülen diyagramlar temelinde volkanik yay kontrolünde yay ardı havza olmalıdır (Şekil 4.96).

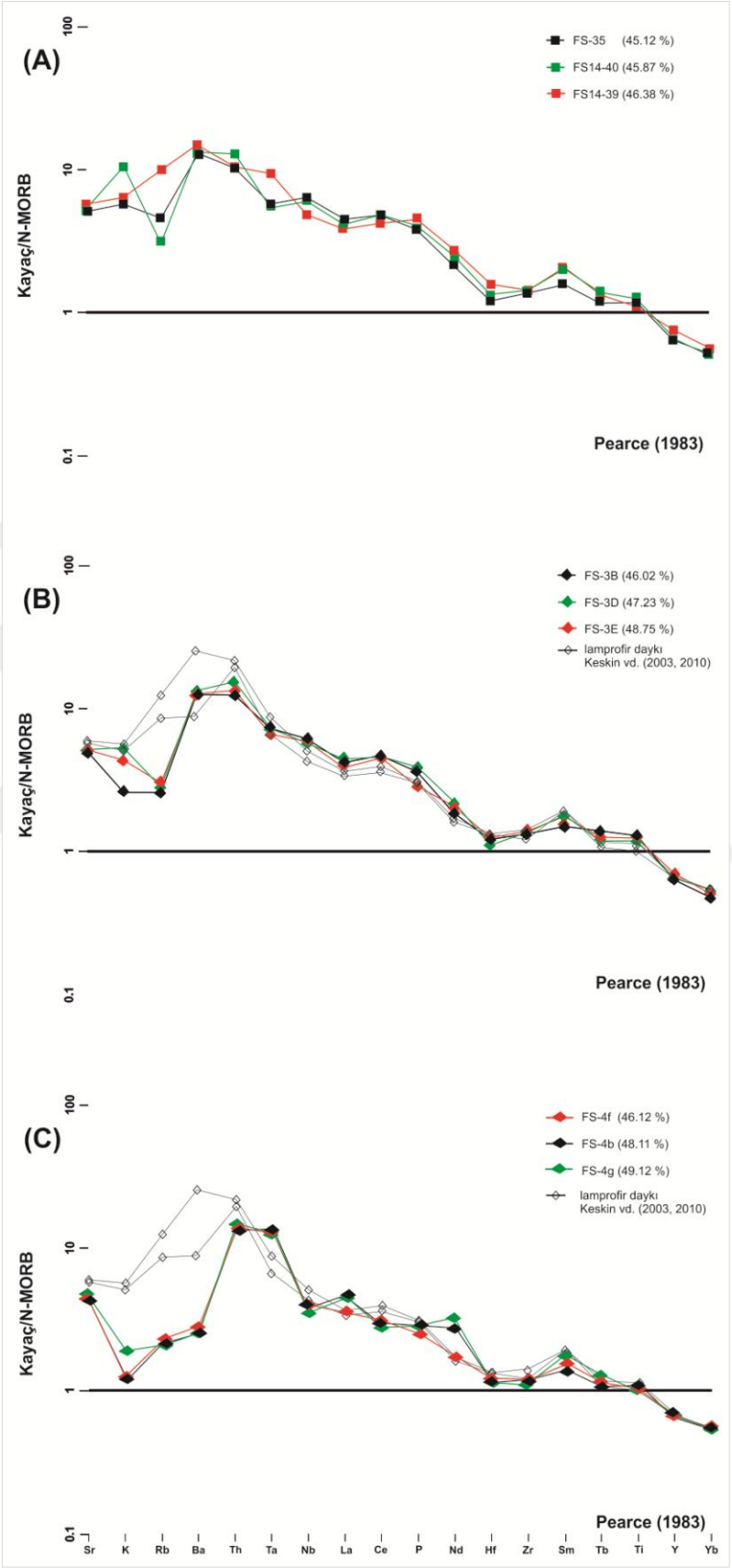
4.4.5.4. IV. Sistem Dayklarının Çoklu Element Paternleri

K40^{0}D yönlü bazalt dayklarında, K10^{0}D ve K10^{0}D yönlü lamprofir dayklarında, LILE' ler ve LREE' ler MORB' a göre ve HFSE' ler (Ta+Nb elementi) LREE' lere göre zenginleşmektedir. Uyumsuz elementlerden en düşük değerlikli olanlar Y ve Yb elementleri olup MORB' a göre, fakirleşmektedir ve MORB çizgisinin altına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.97).

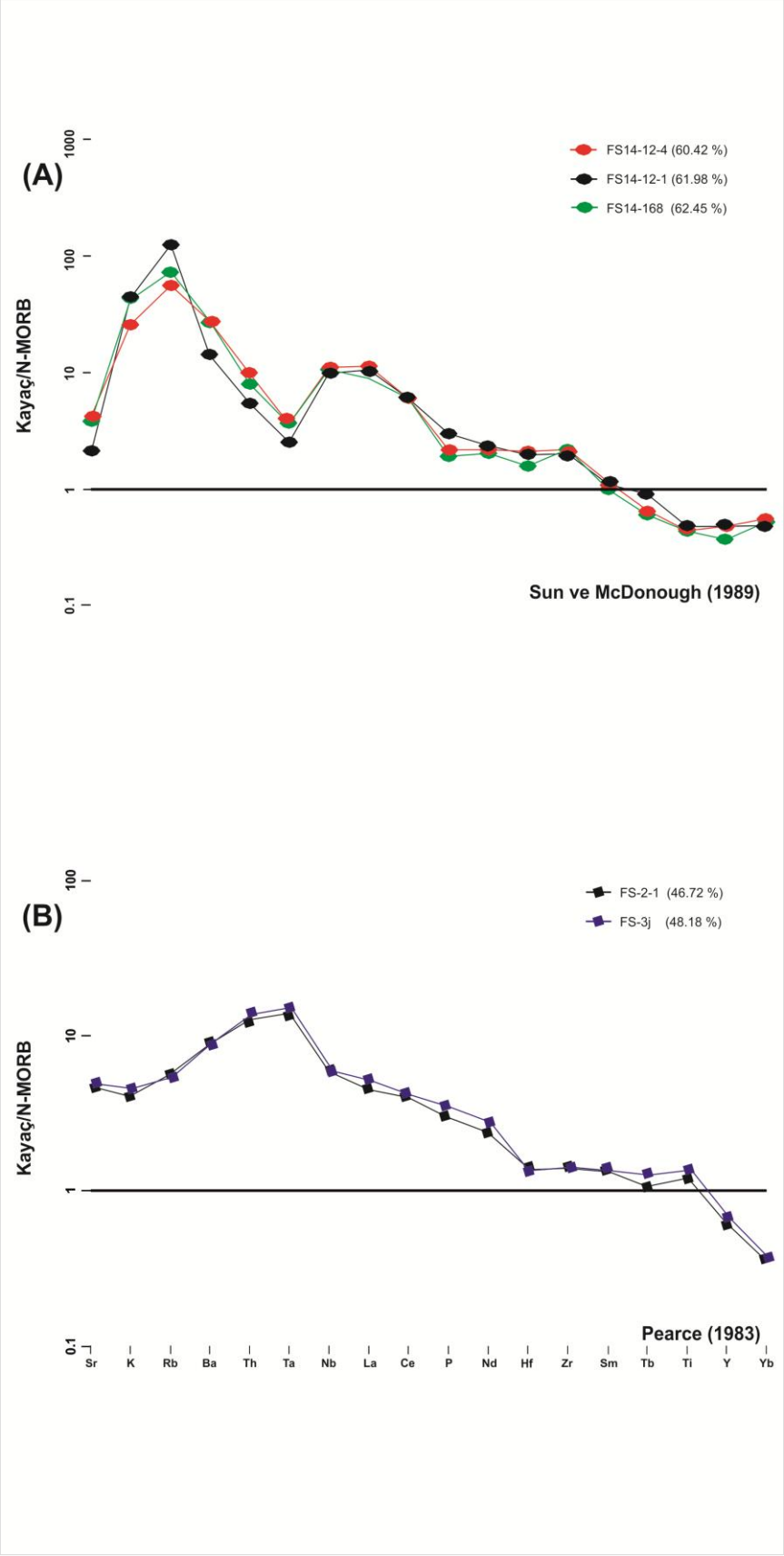
Üç dayk tipinde, LREE elementlerinden olan Ce elementine oranla Nb elementi zenginleşme trendi göstermesi, bu daykların levha içi bileşen taşıdığını gösterir. Bu diyagramlardan ortaya çıkan levha-içi bileşen, bu daykların tektonik ayırtlama diyagramlarında levha içi alanda yer almaları ile uyumlu olduğunu ortaya koymaktadır.

K60^{0}D yönlü andezit dayklarında, LILE, LREE' ler MORB' a göre zenginleşirken, HFSE' ler LILE' lere göre fakirleşmektedir LREE' lere göre de zenginleşmektedir ve en düşük değerlikli uyumsuz elementler Tb, Ti, Y ve Yb elementleridir ve bu elementler, MORB değerinin altına düştüğü görülür (Şekil 4.98). D-B yönlü bazalt dayklarında, LILE' ler ve LREE' ler MORB' a göre belirgin bir zenginleşme gösterirler. HSFE' ler de LILE' lere göre fakirleşmiştir, ve en az konsantrasyon olan uyumsuz elementler, Y ve Yb elementleridir, ve MORB değerinin altına düşmüştür (Şekil 4.98).

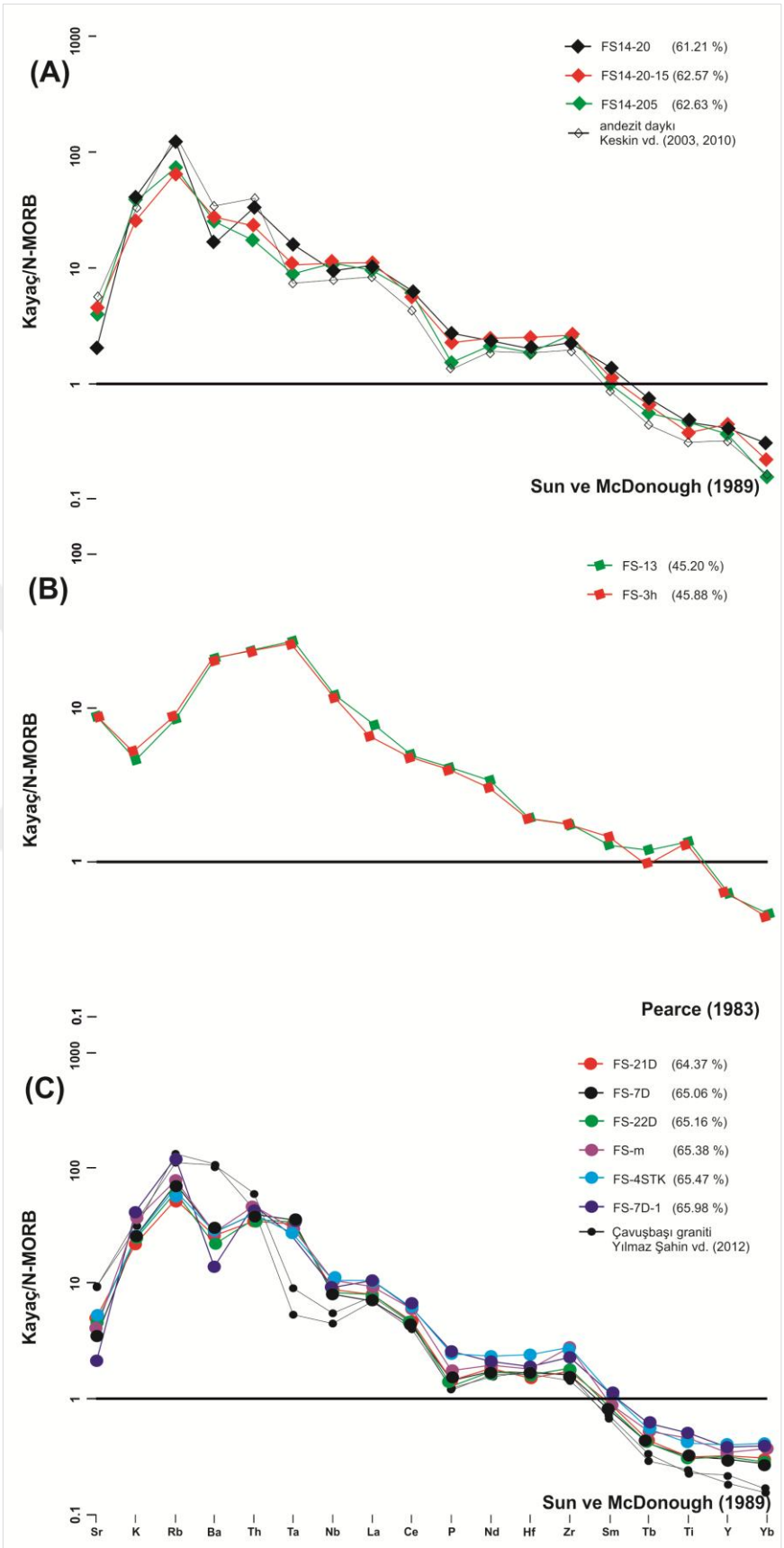
Her iki dayk tipinde, hafif nadir toprak elementlerine (La' dan Nd' ye) oranla Nb elementinin zenginleşmesi bu dayklarda levha içi bileşeni taşıdığını ortaya koymaktadır, ve bu veriler ile



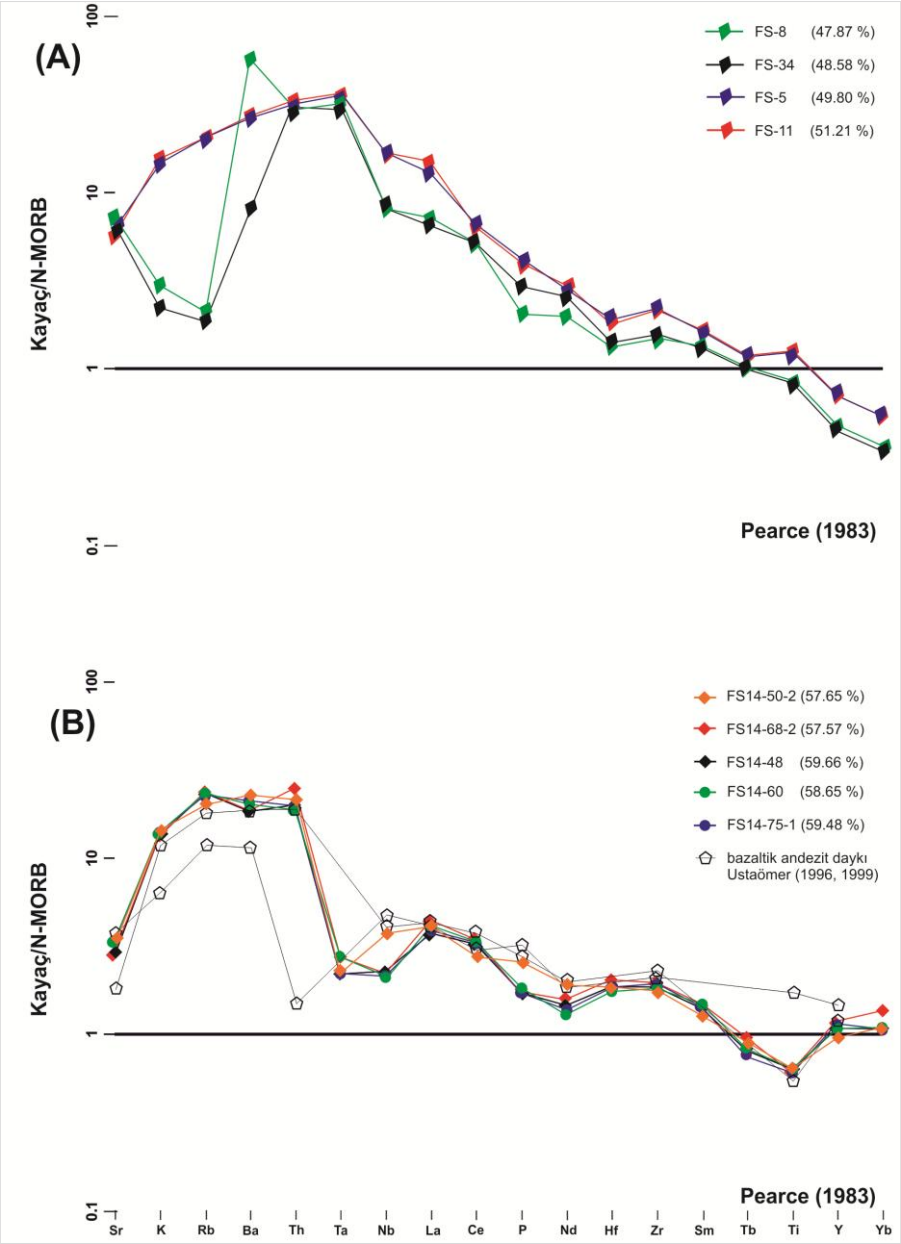
Şekil 4.97: IV. sisteme ait daykların çoklu paternleri. (A) K40^{0}D yönlü bazalt daykları; (B) K10^{0}D ve (C) K20^{0}D yönlü lamprofir daykları. FS-3B, FS-4b Şen (2012)' den alınmıştır.



Şekil 4.98: IV. sisteme ait daykların çoklu paternleri. (A) D-B yönlü bazalt dayklarıı; (B) K10^{0}D yönlü andezit dayklarıı. FS-2-1 Şen (2012' den alınmıştır.



Şekil 4.99: IV. sisteme ait daykların çoklu paternleri. (A) K70^{0}D yönlü andezit daykları; (B) K85^{0}D yönlü bazalt daykları; (C) K75^{0}D yönlü dasit daykları. FS-7D-21D-22D Şen (2012)' den alınmıştır.



Şekil 4.100: IV. sisteme ait dayların çoklu paternleri. (A) K80^{0}B, (B) K80^{0}B yönlü bazaltik andezit dayları. FS34, FS11, FS-8 Şen (2012)' den alınmıştır.

birlikte, andezit ve bazalt dayklarının tektonik ayırtlama diyagramlarında levha içi alana iz-düşümleri ile çoklu element paternlerindeki trendler birbirleriyle uyumlu oldukları görülür.

K70^{0}D yönlü andezit, K85^{0}D yönlü bazalt ve K75^{0}D yönlü dasit dayklarında, LILE' ler ve LREE' ler MORB' a göre zenginleşirken, HFSE' ler LILE' lere göre fakirleşmektedir, LREE' lere göre zenginleşmektedir ve en düşük değerlikli uyumsuz elementler, K70^{0}D yönlü andezit dayları, K75^{0}D yönlü dasit dayları için Tb, Ti, Y ve Yb elementleridir; K85^{0}D yönlü bazalt

daykları için Y ve Yb elementleridir ve MORB değerinin altına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.99).

Her üç dayk tipinde, Ce elementine oranla Nb elementi zenginleşme trendi göstermesi ile bu tipteki daykların levha içi bileşen taşıdığı ortaya çıkmaktadır. Sonuç olarak, bu dayklar için kullanılan tektonik ayırtlama diyagramlarındaki levha içi alanları ile uyumlu oldukları açıkça görülmektedir.

4.4.6. Nadir Toprak Element (REE) Paternleri

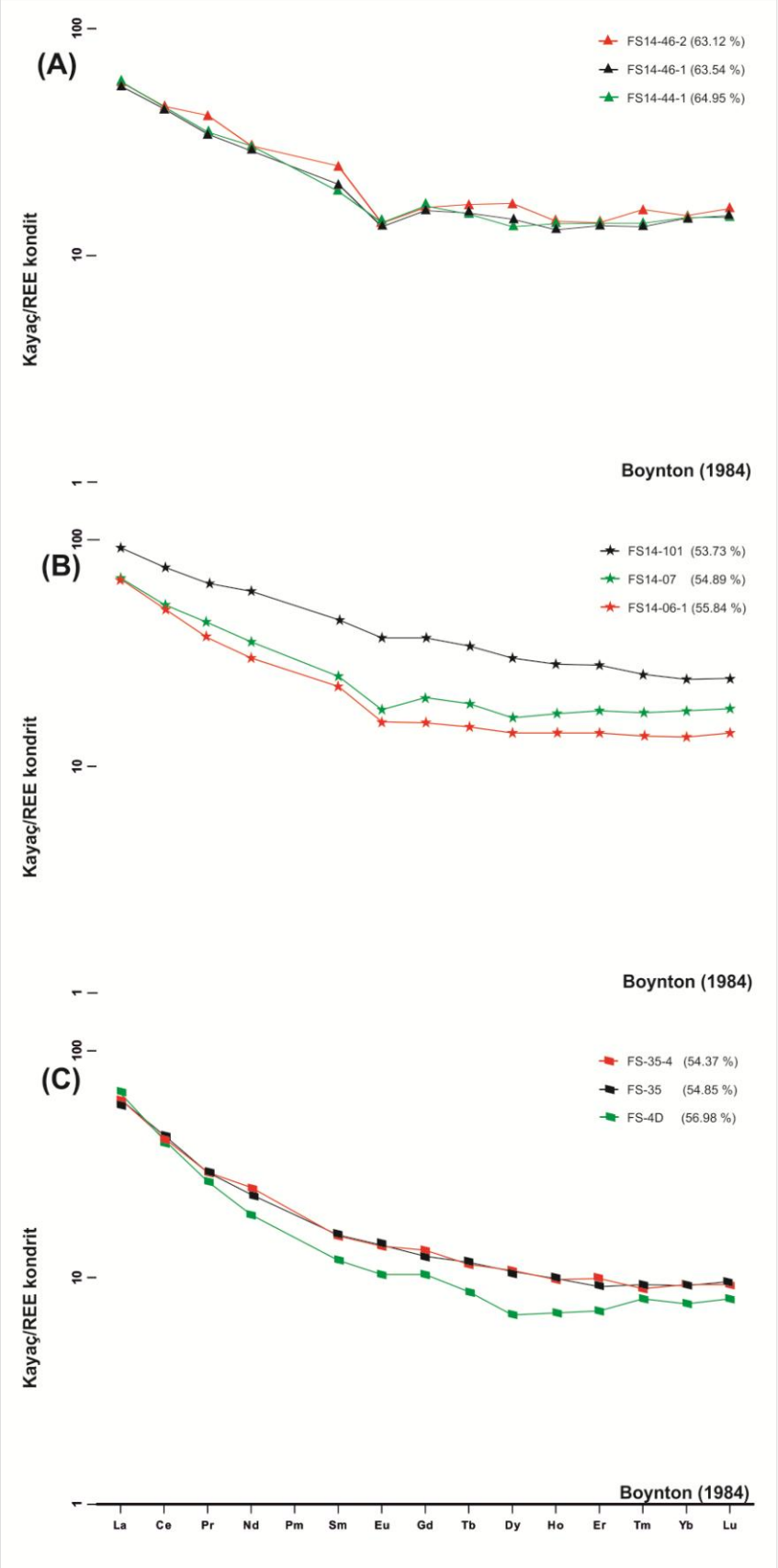
REE desenleri magmatik-volkanik kayaçların beslenme alanları, asimilasyon ve fraksiyonel kristalizasyonu hakkında önemli bilgiler sağlar. Bu amaç ile, sistemlere bölünmüş daykların Kondrit' e normalize REE diyagramları ise, Boynton (1984)' ün Kondrit değerleri kullanılarak çizilmiştir (Şekil 4.101-109). Ayrıca, her bir örneğin SiO_2 % değerleri en düşük değerden en yüksek değere kadar yazılmıştır.

4.4.6.1. I. Sistem Daykların Nadir Toprak Element (REE) Paternleri

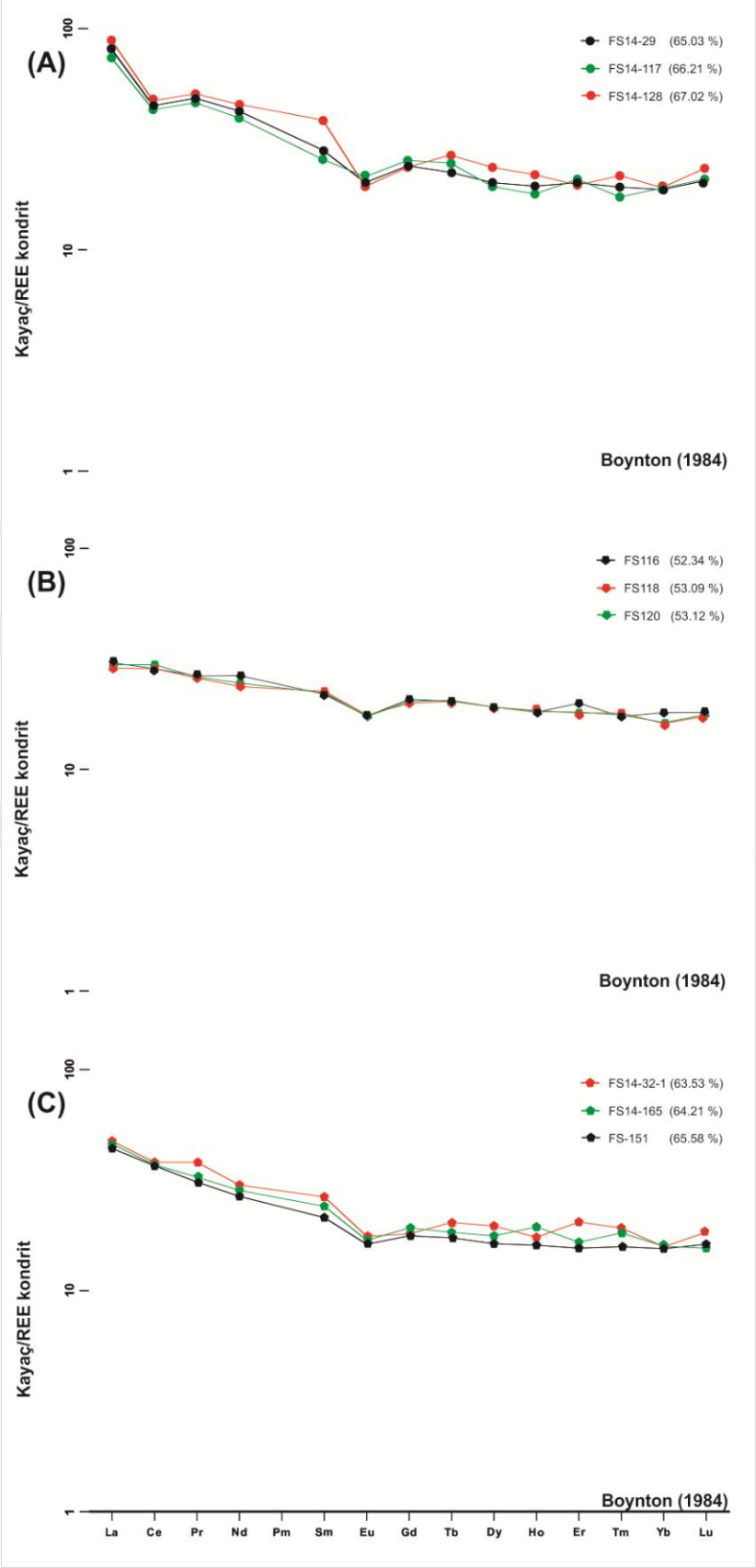
I. sisteme ait olan kıvrımlanmış daykların REE desenlerine bakıldığında, LREE' ler de (hafif toprak elementleri; La' dan Nd' ye), MREE' ler de (orta nadir toprak elementleri; Sm' den Ho' ya), ve HREE' ler (ağır nadir toprak elementleri; Er' den Lu' ya) de belirgin bir zenginleşme, olduğu görülmektedir. LREE' lerin ve MREE' lerin paternleri HREE' lere göre diktir. Her üç dayk tipinde, Eu anomalisi göze çarpmaktadır. Bu gözlem, bu dayk tipleri içinde plajioklas kristallenmesinin önemli olduğunu gösterir. Ancak, diyabaz dayklarına ait FS14-06-1 örneği ile andezit dayklarına ait FS-35 örneğinde bu anomali rastlanmaz ve üç dayk tipinde, HREE'lerin fakirleşme trendi göstermesiyle kaynak alanlarında granat yada amfibol birikmesi -kristallenmesi ile ilişkili olmalıdır (Şekil 4.101).

4.4.6.2. II. Sistem Daykların Nadir Toprak Element (REE) Paternleri

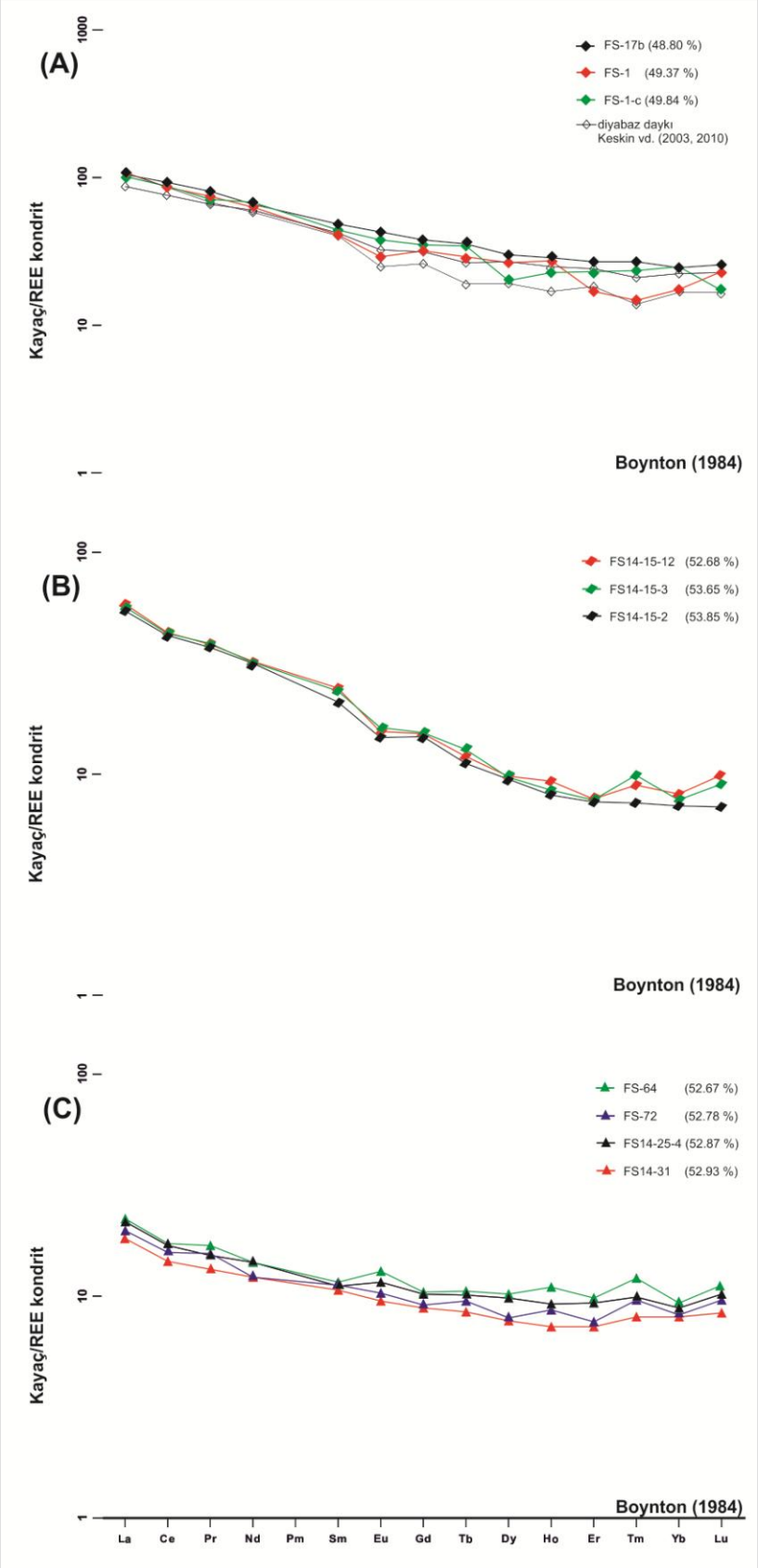
$K80^0D$, $K15^0B$ yönlü dasit daykları ile $K50^0B$ yönlü bazaltik andezit dayklarında, LREE' ler, MREE' ler ve HREE' ler de belirgin bir zenginleşme görülür. $K80^0D$ yönlü dasit dayklarında, LREE' den MREE' ye geçiş paternleri diğer dayk tiplerine göre daha diktir ve üç dayk tipinde Eu anomalisi olması, dayklarda plajioklas kristallenmesinin olduğunu gösterir (Şekil 4.102). Bu dayklarda HREE' lerin fakirleşme trendi göstermesi kaynak alanında granat ya da amfibol kristallenmesinin olduğunu düşündürmektedir, ve bu daykların iz element jeokimyasında Lu elementinin davranışı ile uyumludur.



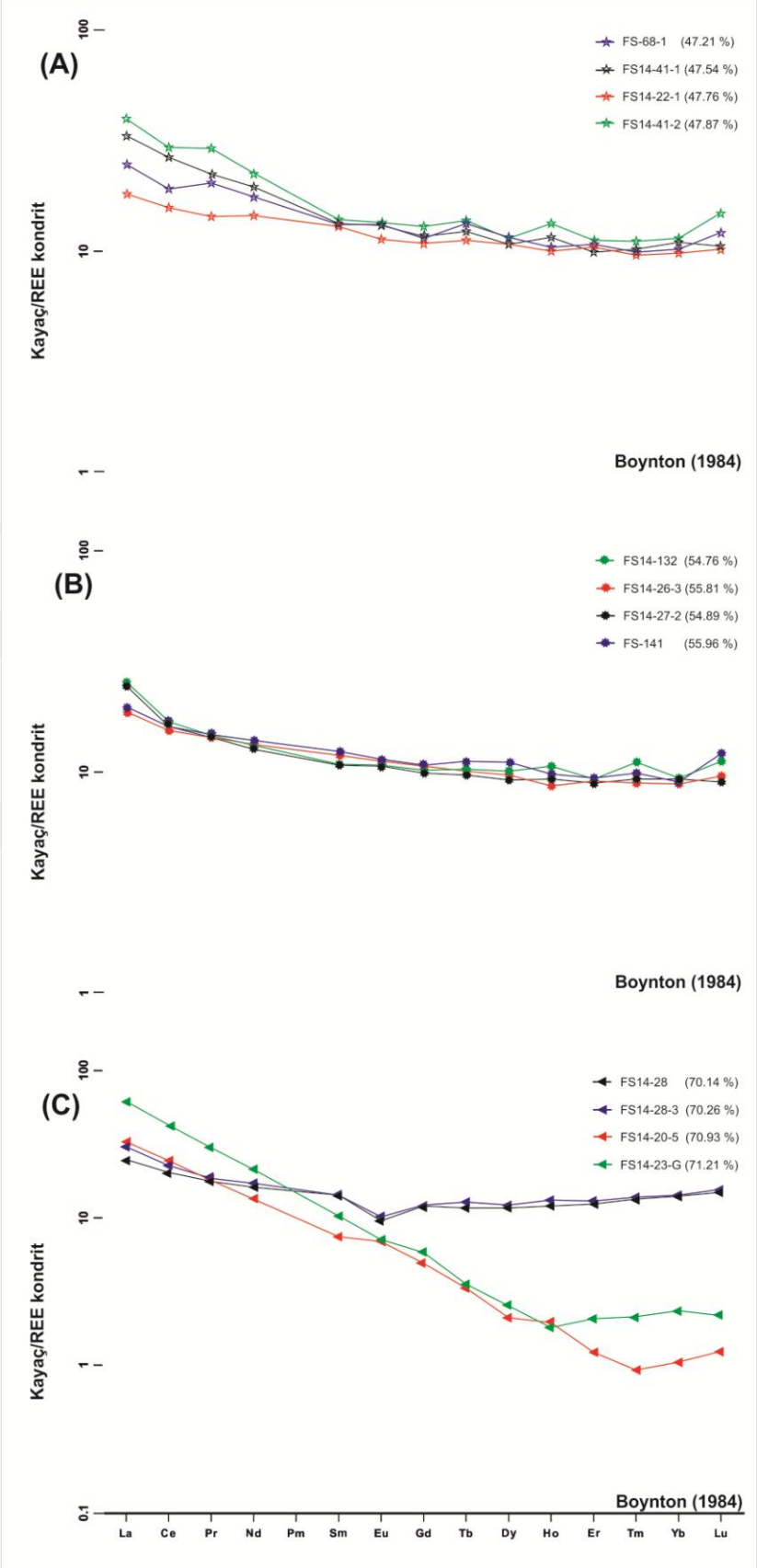
Şekil 4.101: I. sisteme ait daykların REE paternleri. (A) kıvrımlanmış dasit daykları; (B) kıvrımlanmış diyabaz daykları; (C) kıvrımlanmış andezit daykları.



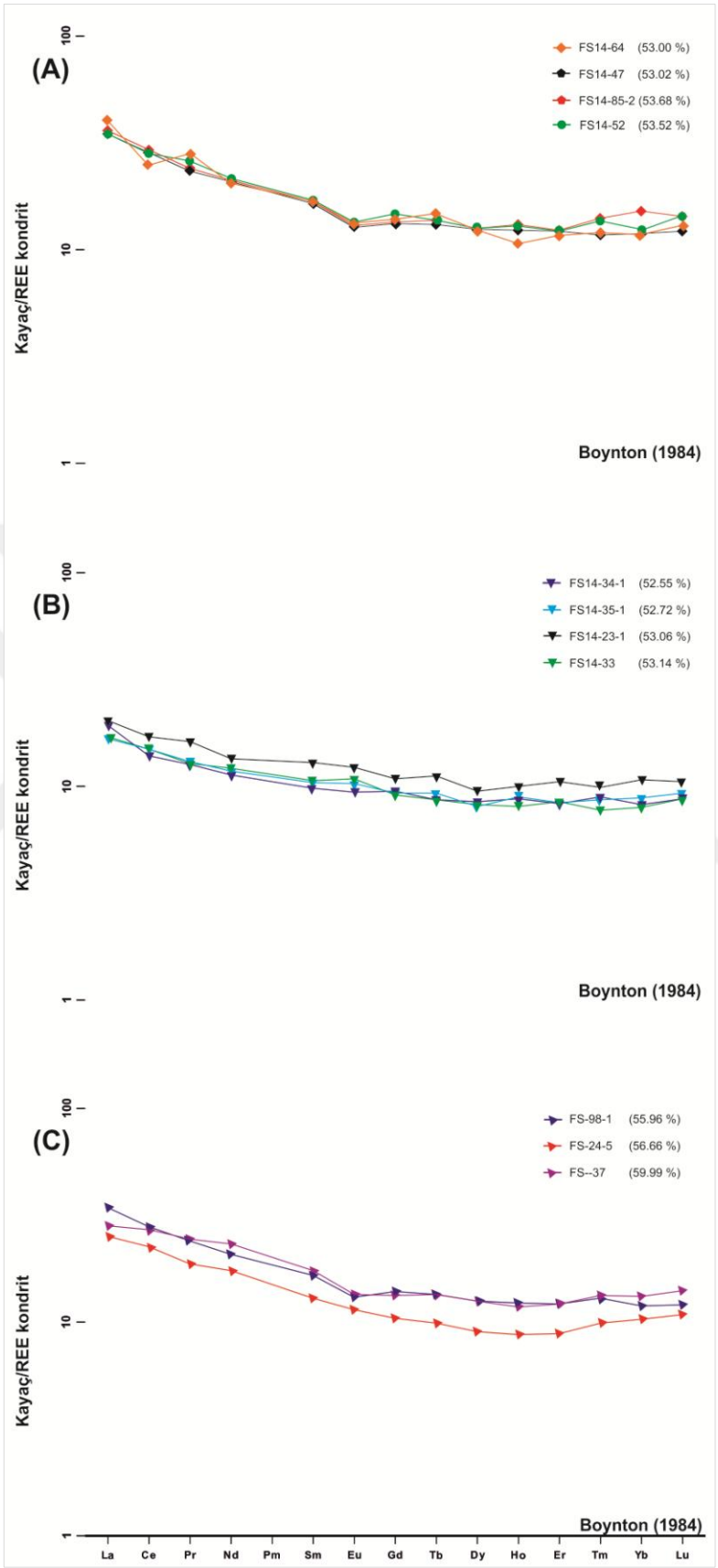
Şekil 4.102: II. sisteme ait dayklarının REE paternleri. (A) K80^{0}D yönlü dasit daykları; (B) K50^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları; (C) K15^{0}B yönlü dasit daykları.



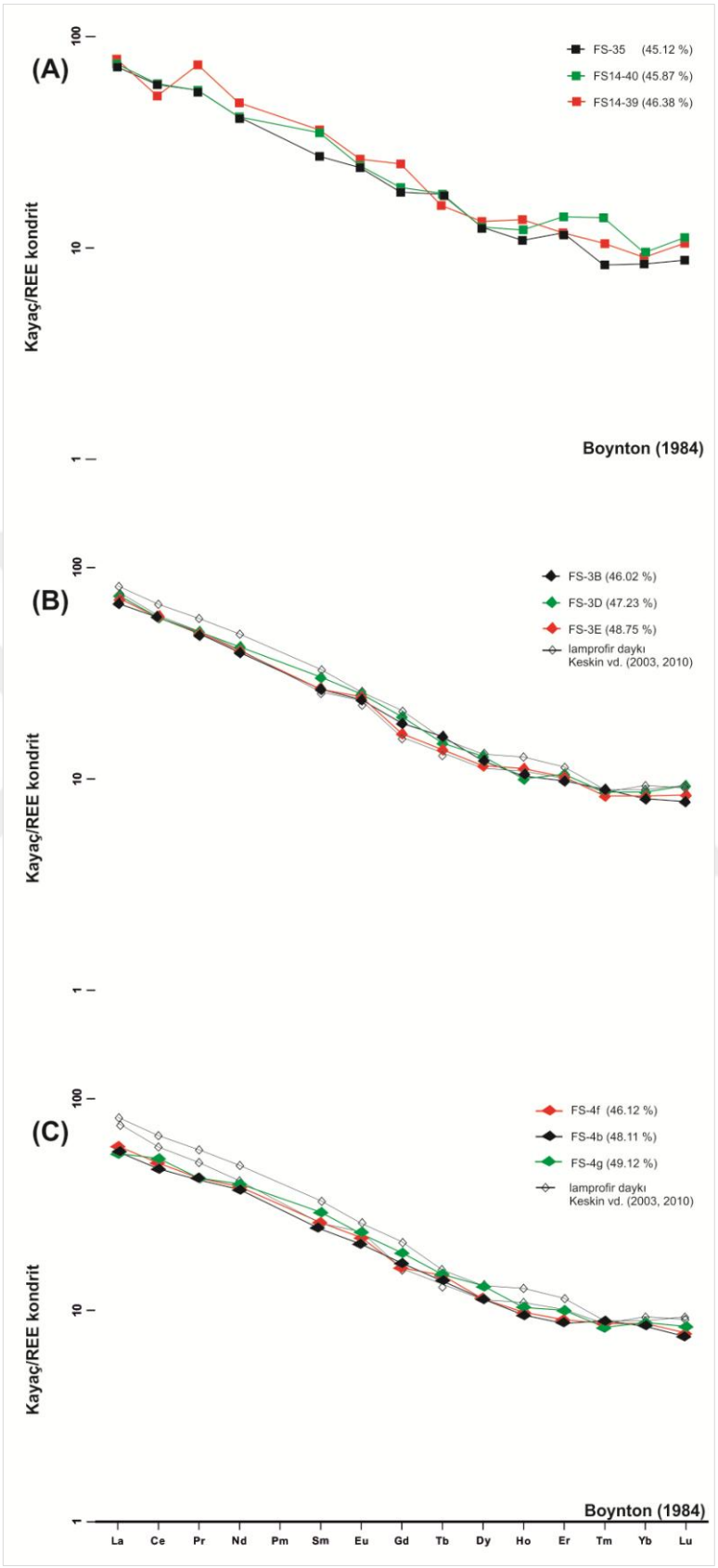
Şekil 4.103: II. sisteme ait daykların REE paternleri. (A) K-G yönlü diyabaz dayk-silleri; (B) K15^{0}D ve (C) K5^{0}D yönlü bazaltik andezit daykları. FS-1 örneği Şen (2012)' den alınmıştır.



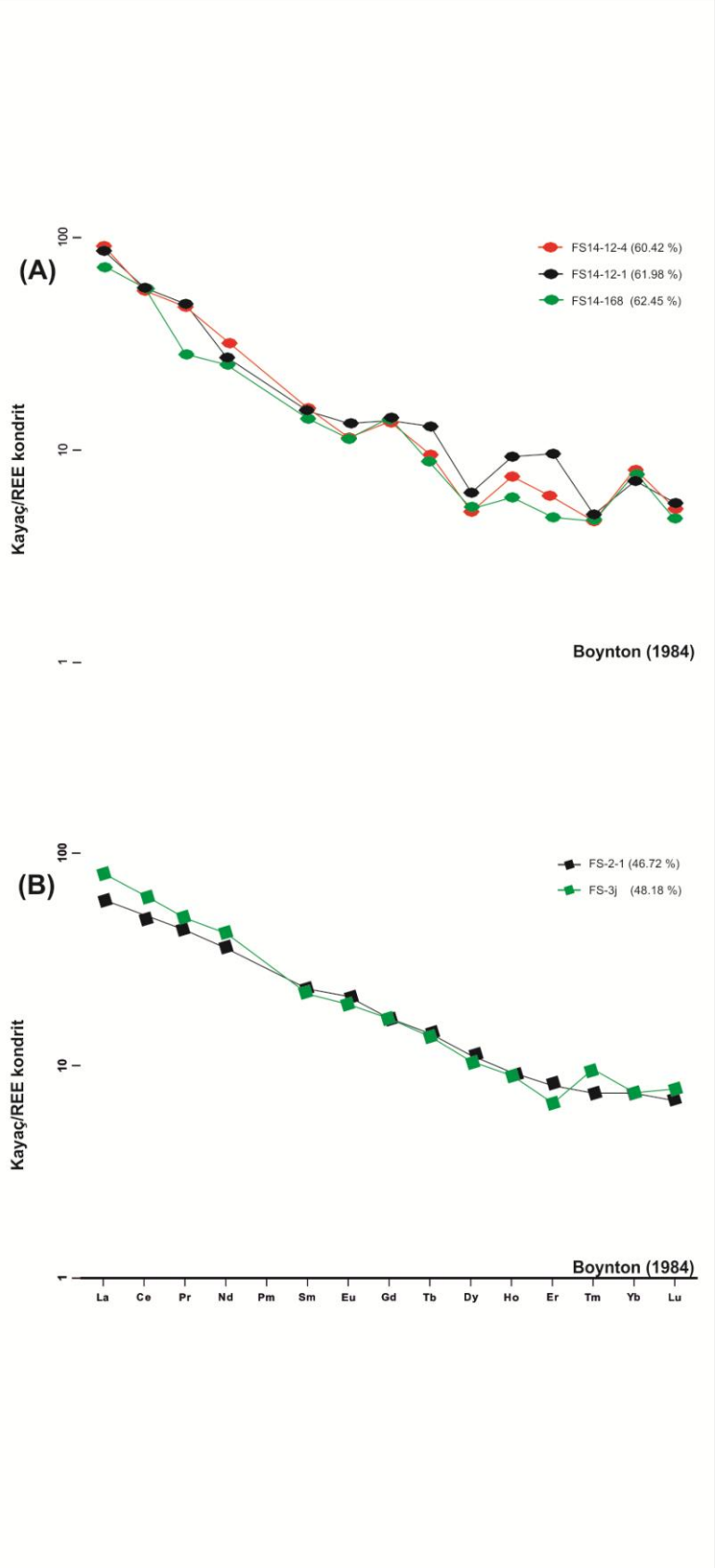
Şekil 4.104: III. sisteme ait daykların REE paternleri. (A) $K40^0$-50^0D yönlü bazalt daykları; (B) $K80^0B$ yönlü andezit daykları; (C) $K75^0D$ yönlü granit dayk-silleri.



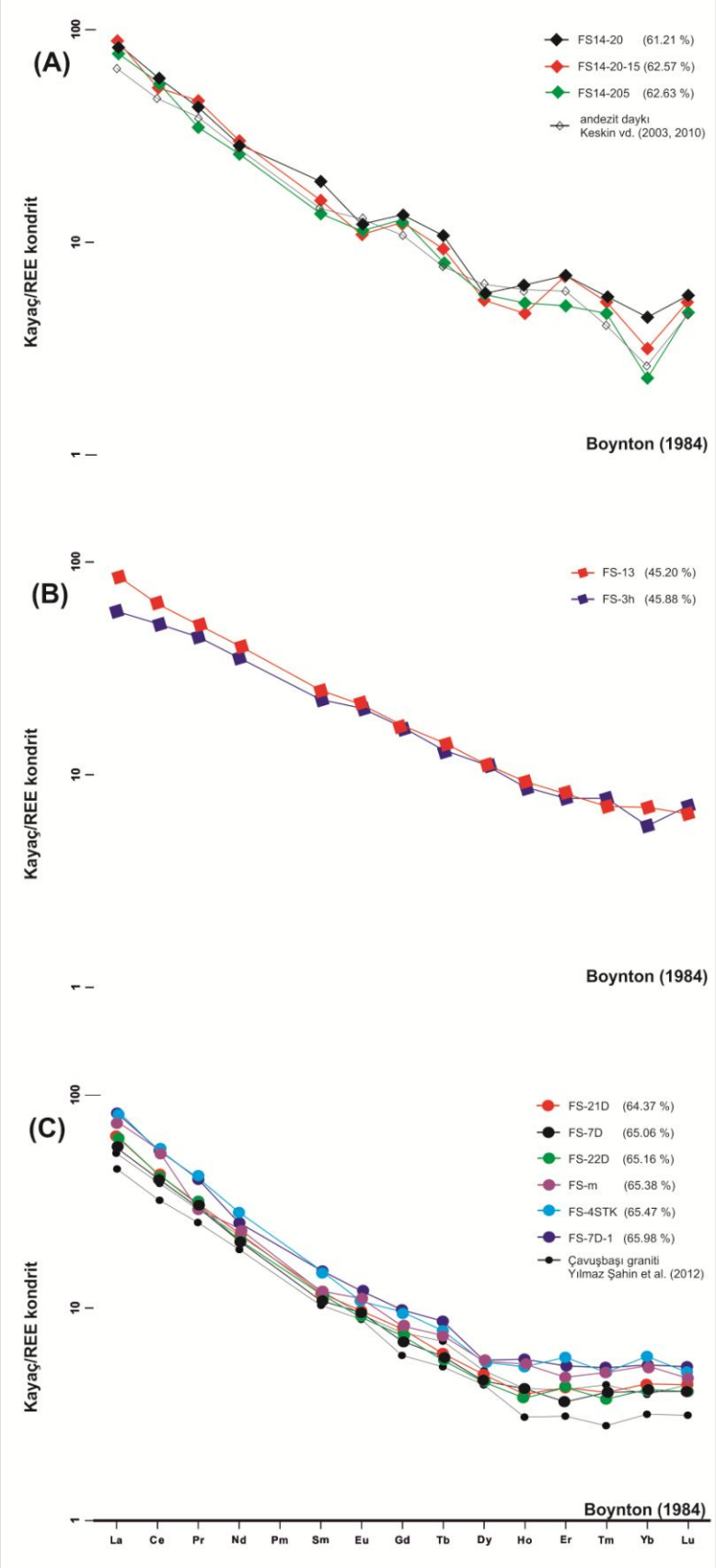
Şekil 4.105: III. sisteme ait daykların REE paternleri. (A) K80^{0}D yönlü andezit daykları; (B) K50^{0}D yönlü andezit daykları; (C) K50^{0}D yönlü andezit daykları.



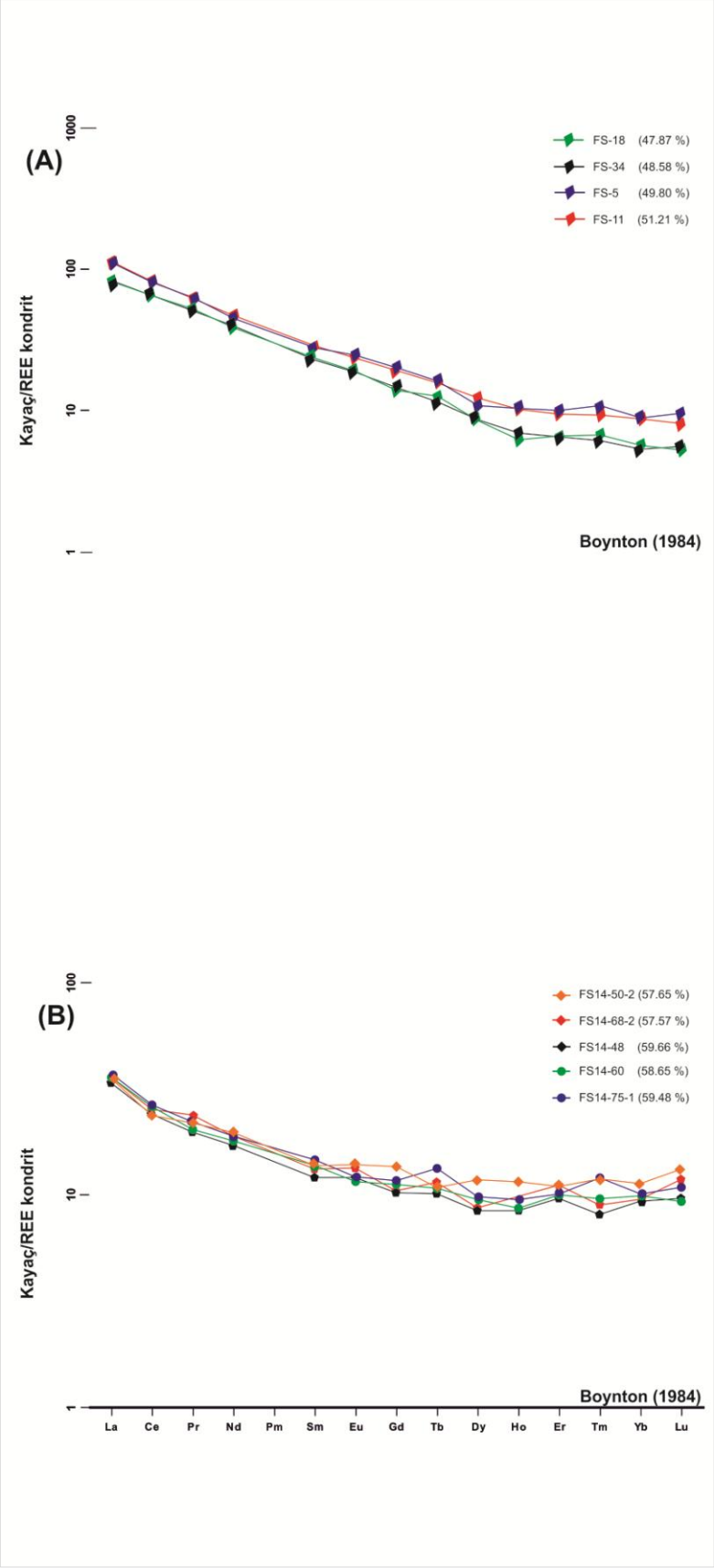
Şekil 4.106: IV. sisteme ait daykların REE paternleri. (A) K40^{0}D yönlü bazalt daykları; (B) K10^{0}D ve (C) K20^{0}D yönlü lamprofir daykları. FS-3B, FS-4b Şen (2012)' den alınmıştır.



Şekil 4.107: IV. sisteme ait daykların REE paternleri. (A) D-B yönlü bazalt daykları; (B) K60^{0}D yönlü andezit daykları. FS-2-1 Şen (2012' den alınmıştır.



Şekil 4.108: IV. sisteme ait daykların REE paternleri. (A) K70^{0}D yönlü andezit daykları; (B) K85^{0}D yönlü bazalt daykları; (C) K75^{0}D yönlü dasit daykları. FS-7D-21D-22D Şen (2012)' den alınmıştır.



Şekil 4.109: IV. sisteme ait daykların REE paternleri. (A) K80^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları; (B) K20^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları. FS34, FS11, FS-8 Şen (2012)' den alınmıştır.

K-G yönlü diyabaz daykları ile K15^{0}D, K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarında, LREE' ler, MREE' ler ve HREE' ler de Kondrit' e göre belirgin bir zenginleşme görülür ve K15^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarında LREE' den MREE' ye geçiş paternleri diğer dayk tiplerine göre, daha diktir. Üç dayk tipinde Eu anomalisi belirgin bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.103). K-G yönlü diyabaz dayklarından FS-1 örneği Eu anomalisi gözlenmesi, bu dayklar içerisinde plajioklas kristallenmesinin baskın olmadığını ve HREE' ler de fakirleşmelerin olması kaynak alanda amfibol kristallenmesinin olduğunu düşündürmektedir.

4.4.6.3. III. Sistem Daykların Nadir Toprak Element (REE) Paternleri

K40^0-50^{0}D yönlü bazalt, K80^{0}B yönlü andezit ve K75^{0}D yönlü granit dayklarında, LREE' ler de, MREE, HREE' ler de Kondrit' e göre belirgin bir zenginleşme görülürken, bazalt, andezit dayklarında ve granit dayklarının FS14-28 ile FS1428-3 örneklerinde HREE' ler için benzer bir trend gözlenirken, granit dayklarının diğer iki örnekleri farklı bir trend ile temsil (Şekil 4. 104) edilmektedir.Bazalt ve andezit dayklarında plajioklas kristallenmesi çok etkin olmadığı gibi, granit dayklarından FS14-20-5 ile FS14-20-7 örnekleri için de çok etkin değildir. Granit dayklarında HREE' ler de gözlenen bu farklılık, muhtemelen oluştukları jeodinamik ortamın farklı olduğunu gösterir. HREE' lerdeki fakirleşme trendlerine bakıldığında, bazalt ve andezit dayklarının kaynak alanlarında amfibol ya da granat kristallenmesi baskın değilken, granit dayklarında baskın olduğu görülmektedir, ve bu tip daykların iz element jeokimyasında, Lu elementinin davranış hareketliliği ile uyumluluk içinde olduğu anlaşılmaktadır.

K80^{0}D, K50^{0}D yönlü andezit dayklarında LREE' ler, MREE' ler ve HREE' ler Kondrit' e göre belirgin bir şekilde zenginleşmiştir. HREE' lerde görülen desenler birbiriyle uyumludur (Şekil 4.105). Kapıkaya granitini kesen K80^{0}D yönlü andezit daykları ve Demirci para-gnaysları ve Dolayoba formasyonuna sokulan K50^{0}D yönlü andezit dayklarının örneklerinde Eu anomalisi olması, bu dayklarda plajioklas kristallenmesinin önemli olduğuna işarettir.

4.4.6.4. IV. Sistem Daykların Nadir Toprak Element (REE) Paternleri

K40^{0}D yönlü bazalt daykları ile K10^{0}D ve K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarında, LREE' ler de, MREE' ler, HREE' ler de Kondrit' e göre belirgin bir zenginleşme görülmektedir. LREE' den MREE' ye geçiş trendleri diktir (Şekil 4.106).

Her üç dayk tipinde Eu anomalisi gözlenmemesi, bu dayklar için plajioklas kristallenmesinin etkin olmadığını gösterir. Ayrıca, HREE' lerdeki benzer trendlerin gözlenmesi, K40^{0}D yönlü bazalt ile K10^{0}D yönlü lamprofir dayklarının kaynak alanında amfibol yada granat birikmesi

olduğu düşünülmelidir; ancak K20^{0}D yönlü lamprofir dayklarında Lu elementindeki azalan trendin gözlenmesi bu tipteki daykların magma odasında amfibol yada granat kristallenmenin olmadığı anlaşılmaktadır, ve REE paternlerindeki bu davranış, bu tipteki daykların iz element ayrımlaşma trendlerinde Lu elementinin davranışları ile uyumlu olduğu görülmektedir.

K60^{0}D yönlü andezit daykları ve D-B yönlü bazalt dayklarında, LREE, MREE ve HREE' ler de Kondrit' e göre belirgin bir zenginleşme görülürken, HREE' lerin LREE' ler ve MREE' lere göre fakirleştiği gözlenir, ve K60^{0}D yönlü andezit dayklarında Eu anomalisinin gözlenmesi, bu dayklarda plajioklas kristallenmesinin baskın olduğu; ancak D-B yönlü bazalt dayklarında Eu anomalisinin gözlenmemesi, bu dayklarda ise plajioklas kristallenmesinin baskın olmadığı anlaşılır (Şekil 4.107). Buna ek olarak, her iki dayk grubunda Lu elementinin benzer trenleri ve azalan trendlerin gözlenmesi her iki dayk tipinin magma odalarında granat ya da amfibol kristallenmesinin olduğu görülür; ancak D-B yönlü bazalt dayklarında iz element ayrımlaşma trendlerinde Lu elementinin pozitif korelasyonu ile REE paternlerindeki trendler birbirleriyle uyuşmaktadır.

K70^{0}D yönlü andezit, K85^{0}D yönlü bazalt ve K75^{0}D yönlü dasit dayklarında, LREE, MREE ve HREE' ler Kondrit' e göre belirgin bir zenginleşme görülmektedir, ve HREE' ler de LREE' lere ve MREE' lere göre fakirleşmektedir (Şekil 4.108). K70^{0}D yönlü andezit dayklarında Eu anomalisinin olması bu dayklarda, plajioklas kristallenmesinin baskın olduğu; ancak K85^{0}D yönlü bazalt daykları ile K75^{0}D yönlü dasit dayklarında Eu anomalisi gözlenmemesi bu dayk tiplerinde plajioklas kristallenmesinin baskın olmadığı görülmektedir. Ayrıca, üç dayk grubu için HREE' lerin Kondrit' e göre trendleri benzer bir durumda olması ise, bu dayk tiplerinin kaynak alanlarında amfibol yada granat kristallenmesinin olduğunu göstermektedir.

K80^{0}B ve K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarında, LREE', MREE ve HREE' ler, Kondrit' e göre, belirgin bir şekilde zenginleşmiştir. HREE' lerde görülen desenler birbiriyle uyumludur (Şekil 4.109). K80^{0}B, K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarında, Eu anomalisi gözlenmemesi bu daykların evriminde plajioklas kristallenmesinin etkin olmadığını göstermektedir ve ayrıca K80^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarında Lu elementinde artan bir trend göstermesi, bu dayk tipi için magma odasında amfibol ya da granat kristallenmesinin olmadığını gösterir ve REE paternlerinde Lu elementinin davranışı ile iz element jeokimyasında Lu elementinin davranışı ile uyumluluk içindedir. K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarında, Lu elementinde gözlenen pozitif korelasyon, bu daykların magma odasında K80^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarının

magma odasında olduğu gibi amfibol yada granat birikimlerinin olmadığı sonucu çıkmaktadır ve REE paternlerindeki bu davranış ile, iz element ayrımlaşma trendlerinde gözlenen pozitif trend birbiriyle uyumlu olduğu görülmektedir.

4.4.7. Magma Kaynak Alanları

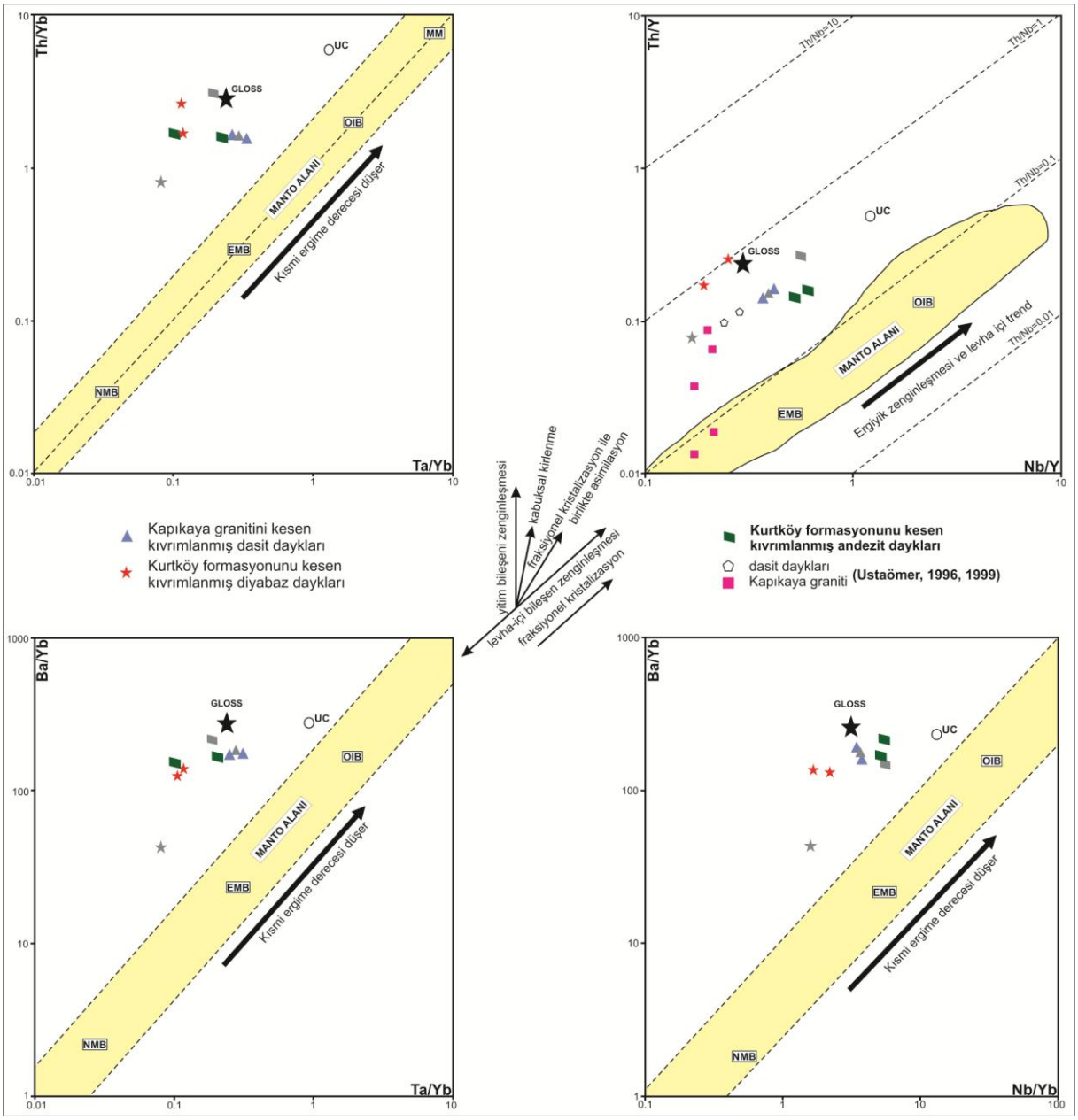
Manto kökenli ergiyiklerde birbirine yakın ayrımlaşma katsayısına ve uyumsuzluğa sahip Ta, Nb, Th ve Ba elementleri manto kaynak alanın kökenini ve mantodaki zenginleşmeleri temsil ettiği bilinmektedir, ve Y ile Yb elementleri de fraksiyonel kristallenme ile kristal birikimi ve kıtasal kirlenmenin etkilerini aza indirmek için normalizasyon faktörü olarak kullanılmaktadır (Pearce vd., 1990).Ta/Yb - Th/Yb, Nb/Y - Th/Y, Ta/Yb - Ba/Yb ve Nb/Yb - Ba/Yb oranların sorguç oluşturan astenosfer, konveksiyonel astenosfer, astenosferden kaynaklı küçük ergiyik (ler) ile zenginleşmiş litosferde yaklaşık olarak sabittir (Pearce vd., 1990). Buna koşut olarak, benzer uyumsuzluğa sahip Th, Ta elementleri, manto ergiyikleri ve fraksiyonel kristalizasyon proseslerinde yaklaşık olarak aynı ayrımlaşma katsayısına sahip olması, benzer davranışlarını sunmasına olanak sunar. Ta/Yb ve Th/Yb elementlerinin her ikisindeki değerlerin ise, yüksek olması manto kaynak alanının zenginleşmiş yada ergime derecesinin düşük olduğunu ifade eder. Bu özelliklere sahip kaynaklardan türeyen magmalarda, bu diyagramlarda manto alanı (MM=manto metasomatizma) boyunca dizilir; ancak yitim bileşeni içeren ve yitim bileşence zenginleşmiş kaynaklardan türeyen magmalar Th, Ba elementlerince zenginleşme olmasından ötürü Th/Yb, Ba/Yb oranlarına bağlı olarak manto hattı trendinden saparak ayrılma davranışı gösterir. Buna ek olarak, Ba elementlerince zenginleşme olması durumu, dalma-batmanın sığ olduğu koşullardaki magmalarda en tipik karakteristik olarak temsil edilir (Pearce vd., 2005). Yitim bileşeni içeren sistemlerde dalan okyanusal litosfer-slabın ergimesi neticesinde Ba, Th elementlerinin her ikisi de zenginleşir; fakat dalan okyanusal litosferden açığa çıkan sıvılarda Ba' un Th' a göre daha fazla zenginleşme görüldüğü raporlanmıştır (Pearce vd., 2005).

Yukarıda bahsi geçen elementler manto ve manto zenginleşme proseslerindeki davranışları-trendleri manto kaynak alanlarını göstermesi açısından çok elverişlidir. Bu sebep ile, U-Pb yaşları, tektonik ortamları, magma odaları, magma odaları arasındaki etkileşimleri belirlenen I., II., III. ve IV. sisteme ait dayk-sillerin (SiO_2 içeriği % 60' ın altındaki örneklerde dahil) Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y-Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramlara iz düşürülmüş, ve her sisteme ait olan as gruplarda yer alan dayk-siller ayrı olarak değerlendirilmiştir, ve diğer bölümlerde önceki çalışmacıların sokulum örneklerine ek olarak I. sistem dayklara, Kapıkaya granitine ait örnekler de Ustaömer (1996)' dan alınarak, bu diyagramlara iz düşürülmüştür.

Ayrıca, normal tip okyanus ortası sırt bazaltı (N-type MORB), zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı (E-type MORB), okyanus adası bazaltı (OIB), global okyanusal sedimanter kayaç değeri (GLOSS), ve ortalama manto alanı (MM) ile ortalama üst kabuk değeri (UC) de iz-düşürülmüştür. Ayrıca, fraksiyonel kristallenme, asimilasyon ile birlikte görülen fraksiyonel kristallenme, kabuksal kirlenme, yitim bileşeni ile levha-içi bileşen zenginleşmesi trendleri de diyagramlara eklenmiştir. Bu ikili diyagramlarda normalizasyon faktörü olarak kullanılan Yb ve Y elementlerinin tipik özelliği dalma-batma mekanizmalarında oldukça uyumsuz element ikilisi olmaları ve yitim bileşeni ile zenginleşen manto kaynak alanlarında sabit kalma eğilimi davranışı sergiler. Böylelikle, Th, Ba (LILE) elementlerinin davranışı manto kaynak alanının yitim bileşeni ile zenginleştiği konusunda, kestirimde bulunmak için yarar sağlayacaktır.

4.4.7.1. I. Sistem Daykların Magma Kaynak Alanları

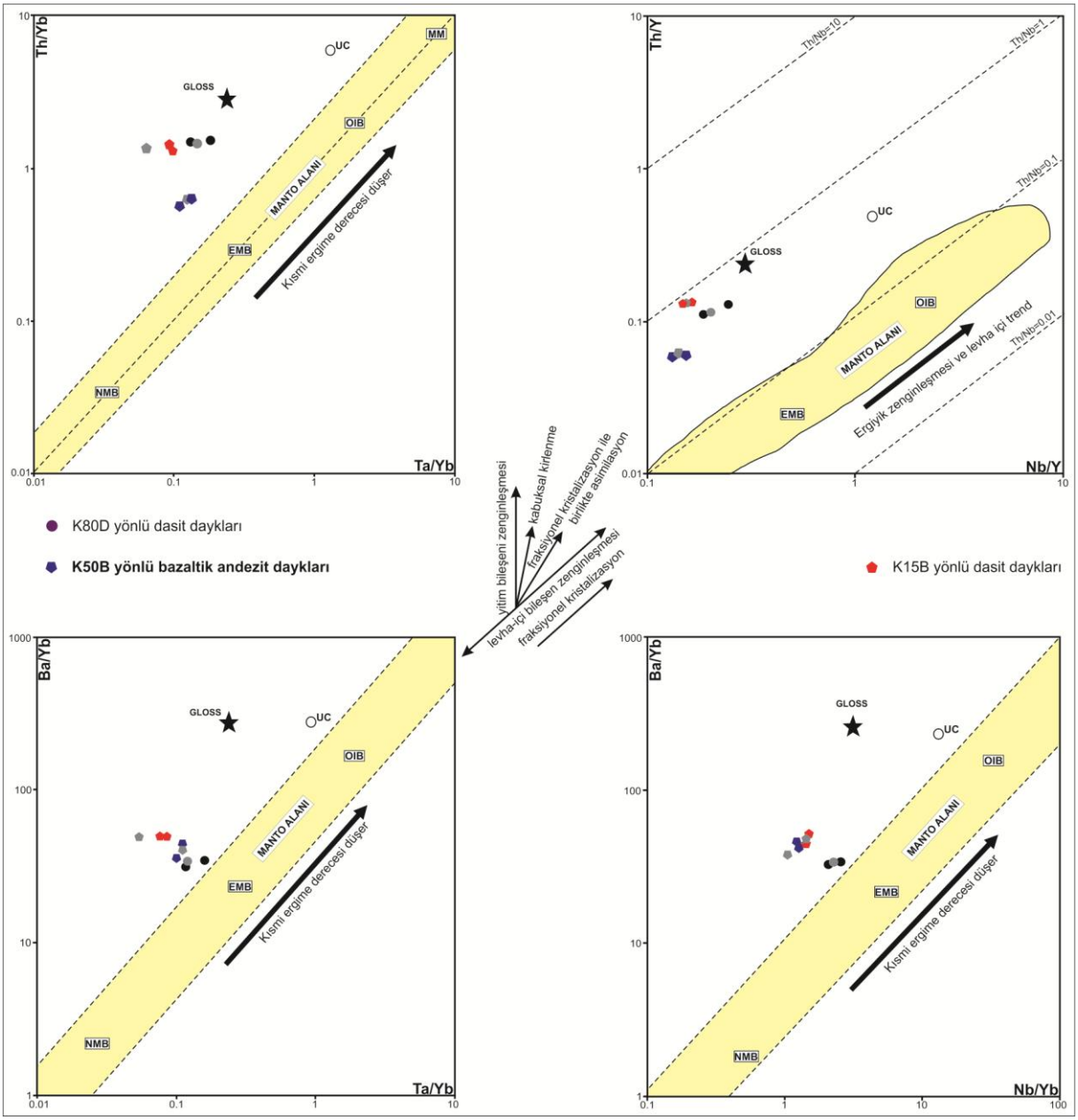
Diyagramlarda gözlendiği üzere iz düşürülen I. sistem dayklara ait örnekler, Th/Yb, Th/Y ve Ba/Yb oranlarının yüksek olmasıyla manto metasomatizma (MM) hattından saptığı görülür (Şekil 4.110). Kıvrımlanmış dasit ve andezit dayklarında asimilasyon ile birlikte fraksiyonel kristallenme görülür; diyabaz dayklarında kabuksal kirlenmenin olduğu görülür. Her üç dayk tipine hem ayrı hem de bir bütün olarak bakıldığında, yitim bileşeni içeren aynı mantodan türedikleri ve daykların sokulumu sırasında geçirdikleri magmatik sürecin yan kayaç ilişkisi temelinde farklılaştığı görülür. Diyagramlarda yitim bileşenini destekler nitelikteki diğer bir faktör, diyabaz, andezit dayklarının GLOSS değerine yönelim göstermesidir; ancak bunun aksine bir trend sergileyen dasit dayklarının ise manto alanına doğru yönelimlidir. Th/Yb ile Ba/Yb referanslı diyagramlara bakıldığında, Ba elementinin Th elementine göre daha fazla oranda zenginleştiği; GLOSS değerine yönelimin olmadığı görülmektedir. Bu durum dalma-batma olayının çok sığ olduğu koşullarda bu dayk tiplerinin sokulduğu ve dalan slabdan açığa çıkan akışkanlar-fluid ile zenginleştiği söylenebilir. Tektonik ayırtlama diyagramlarında dasit dayklarının levha içi volkanik kuşakta ve levha içi bileşen içerdiği, diğer dayk tiplerinin ise aktif kıta kenarında ve yitim bileşeni içerdiği saptanmıştır. Ayrıca, Kapıkaya granitinin hem levha içi hem de yitim bileşeni içermesi, sığ sokulum olarak atfedilmesi Ustaömer (1996) ile Th/Y-Nb/Y diyagramı ile örtüşmektedir. Sonuç olarak, tektonik ayırtlama diyagramları çoklu element paternleri ve ikili diyagramlar ışığında aktif kıta kenarı boyunca gelişen dalma-batma olayının sonrasında gelişen yay-ardı havzada sığ ortam koşullarında hem Kapıkaya granitinin hem de bu dayk tiplerinin sokulduğunu ifade etmek kuvvetle muhtemeldir.



Şekil 4.110: I. sisteme ait kıvrımlanmış dasit, diyabaz ve andezit dayklarının Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramları (Pearce, 1983). NMB-normal tip okyanus ortası sırt bazaltı, EMB-zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı, OIB-okyanus adası bazalt değerleri Sun ve McDonough (1989)' dan, GLOOS-global okyanusal sedimat değeri Plank ve Langmuir (1985)' den, UC-ortalama kıtasal üst kabuk verisi Taylor ve McLenan (1985)' den alınmıştır.

4.4.7.2. II. Sistem Daykların Magma Kaynak Alanları

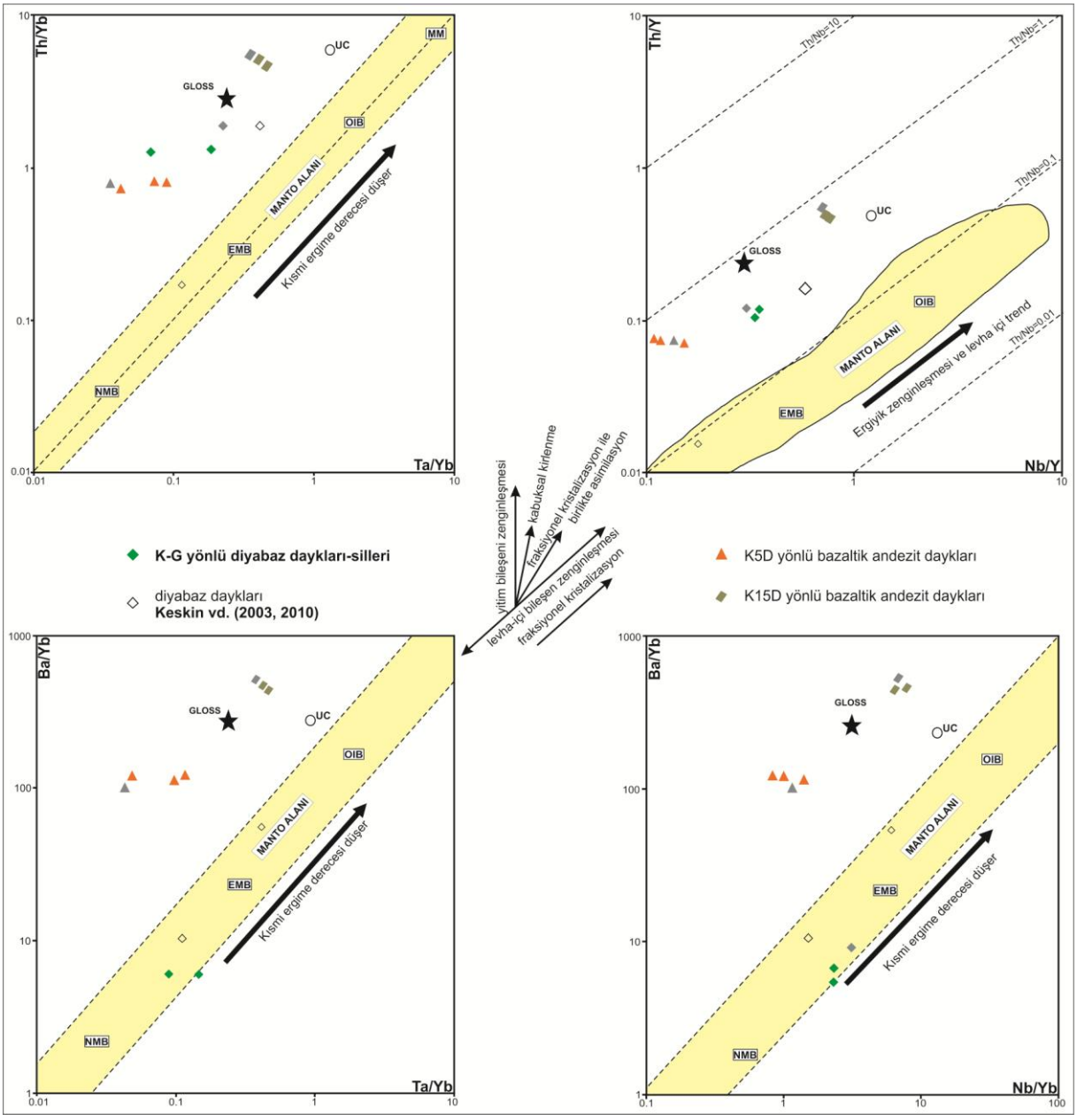
II. sistem dayklara ait K80^{0}D ile K15^{0}B yönlü dasit daykları ile K50^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarının ikili diyagramlarına bakıldığında, Th/Yb, Th/Y, Ba/Yb oranlarının yüksek olması ile manto alanından saptığı, ve üç dayk tipinin asimilasyon ile birlikte görülen fraksiyonel



Şekil 4.111: II. sisteme ait dasit ve bazaltik andezit dayklarının Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramları (Pearce, 1983). Kısaltmalar için Şekil 4.109' a bakınız.

kristallenme yönelimlerine sahip olduğu ve bu daykların yitimce zengin mantodan türediği görülmektedir (Şekil 4.111) ve Th/Yb ile Ba/Yb referanslı diyagramlar incelendiğinde ise Ba, elementinin Th elementine oranla daha az zenginleştiği görülür. Bu iki element arasındaki farkın bu şekilde olması dalma-batma hadisesinin sonucunda, çok sığ olmayan derinlikte meydana geldiği ve dalan slabdan açığa çıkan akışkanların bu magmatizma etkin olmadığı anlaşılmaktadır. Ayrıca, her üç dayk tipinde GLOSS' a yaklaşan örneklerin olmaması dalma-batma sonucunda meydana gelmiş slabın okyanusal litosfer kökenli yerine; kıta kabuğu

olabileceği akla getirmektedir. Bu daykların tektonik ayırtlama diyagramlarına bakıldığında, çarpışma ve yitim kuşaklarına iz-düşmesi, ikili diyagramlarda tespit edilen trendleri destekler.



Şekil 4.112: II. sisteme ait diyabaz ve bazaltik andezit dayklarının Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramları (Pearce, 1983). Kısaltmalar için Şekil 4.109' a bakınız.

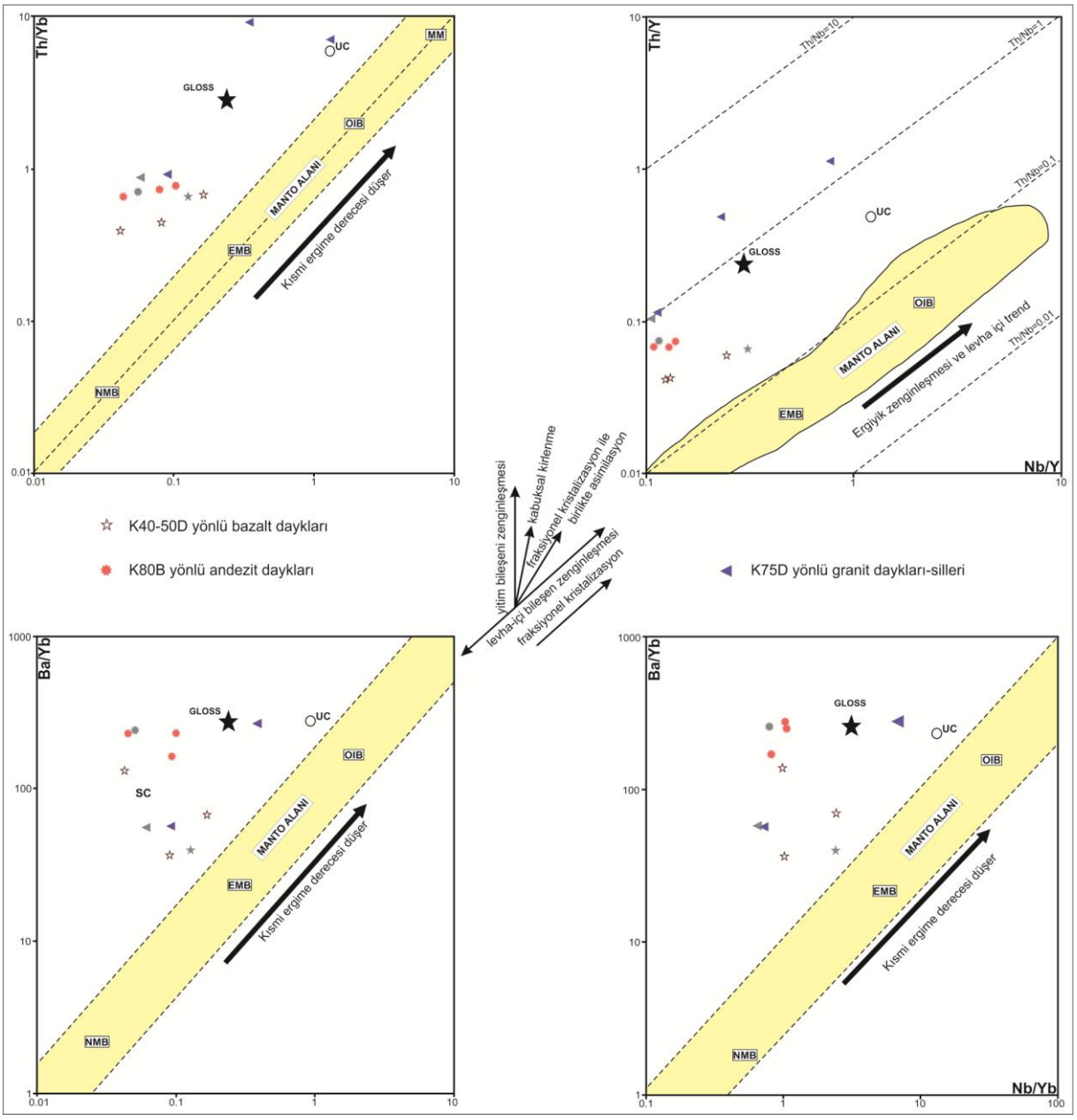
K15^{0}D, K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarının ikili diyagramlarında, Th/Yb, Th/Y, Ba/Yb oranlarının yüksek olması neticesinde, manto alanından saptığı ve bu dayk tipilerinin yitimce zengin bir mantodan türediği sonucu çıkar iken, K-G yönlü diyabaz daykları-silleri için bunu

söylemek pek mümkün olmadığı ortaya çıkmaktadır (Şekil 4.112) ve Keskin vd. (2003, 2010) tarafından tanımlanan toleyitik diyabaz daykları ile toleyitik karakterdeki K-G yönlü diyabaz dayk-silleri birlikte değerlendirildiğinde, diyabaz dayk-sillerinin örneklerinin Th' ca yüksek, Ba' ca düşük oranlara sahip olduğu görülmektedir, ve bu sokulum tipinin hem manto alanında yer alarak levha içi ortamı yansıttığı hem de manto alanından saptığı, yitimce zengin mantoda yer aldığı görülür. K-G yönlü bu sokulum tiplerinin çoklu element paternleri incelendiğinde, yitim bileşeni taşıdığı ve bu sokulumların tektonik ayırtlama diyagramlarına bakıldığında ise volkanik yay ve levha içi alanda yer aldıkları görülmektedir. K-G yönlü diyabaz daykları ve sillerinin bu diyagramlarda farklı alanlarda çıkmasının nedeni ise, bu sokulum tipinin yitimce zengin kalıt mantonun bir rift ortamındaki magmatizması ile açıklanabilir, ve bazaltik andezit dayklarında Ba elementinin yaklaşık sabit kalması ise sığ olmayan derinlikte magmatizmanın olduğu, ve K15^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarının, K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarına göre daha sığ bir derinlikte sokulduklarını söylemek mümkündür. Ba' un Th' e oranla daha az zenginleşmesinin dalan okyanusal litosferden açığa çıkan akışkanların bu magmatizma için etkin olmadığı ortaya çıkmaktadır, ve K15^{0}D ile K5^{0}D yönlü bazaltik andezit dayklarının ikili diyagramlarda farklı alanlarda trendler göstermesi iki dayk tipinin ana-iz element ayrımlaşma trendlerinde saptanan aynı tektono-magmatik ortam olmasına karşın farklı magma odalarının görüşünü destekler niteliktedir.

4.4.7.3. III. Sistem Daykların Magma Kaynak Alanları

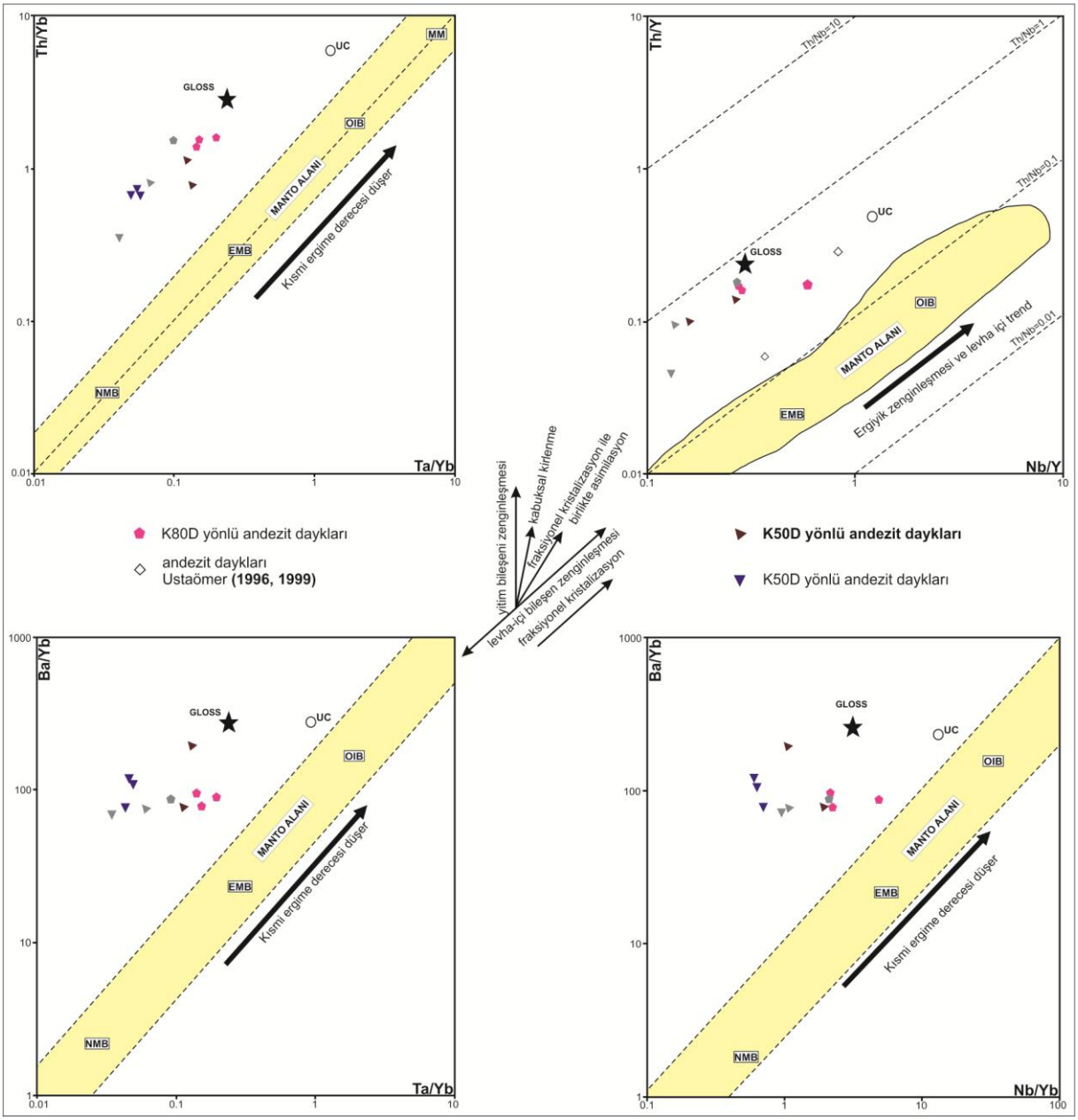
K40^0-50^{0}D yönlü bazalt daykları, K80^{0}B yönlü andezit daykları ve K75^{0}D yönlü granit dayk-sillerinin ikili diyagramlarında, Th/Yb, Th/Y ve Ba/Yb oranlarının yüksek olması neticesinde manto alanından saptığı, yitimce zengin mantodan türediği ve tipinde asimilasyon ile birlikte fraksiyonel kristallenme trendleri görülür (Şekil 4.113). K40^0-50^{0}D yönlü bazalt daykları ve K80^{0}B yönlü andezit dayklarında Ba elementinde zenginleşme görülmesi bu iki dayk tipinin sığ derinliklerde sokuldukları, ve Ba' un Th' a oranla daha fazla zenginleşmesi, dalma-batma sırasında dalan slabdan ortaya çıkan akışkanların bu magmatizmada etkin olduğunu söylemek olasılıklar dahilindedir, ve K75^{0}D yönlü granit daykları-sillerinin bu ikili diyagramda ikişerli gruplar olarak iz düşmesi dikkat çekmektedir. FS14-28 ve FS14-28-3 kodlu örnekler Demirci para-gnayslarına sokulan granit dayklarını temsil etmektedir ve Ba elementlerince belirgin bir zenginleşme görülmemesi bu daykların bazalt, andezit dayklarına göre daha derin bir ortamda oluştuklarını gösterir. Fakat, Çele meta-ofiyolitine sokulan (Ustaömer vd., 2005; Bozkurt vd., 2012) granit dayklar, Demirci para-gnayslarına sokulan granit dayk-sillerinden belirgin bir

şekilde ayrılır ve bu temel farklılık ise çoklu element paternleri ve REE paternlerinde görülen farklılığı açıklamaktadır.



Şekil 4.113: III. sisteme ait bazalt, granit, andezit dayklarının Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramları (Pearce, 1983). Kısaltmalar için Şekil 4.109' a bakınız.

K80^{0}D ve K50^{0}D yönlü andezit dayklarına ait olan ikili diyagramlarda Th/Yb, Th/Y, Ba/Yb oranlarının yüksek olması, bu dayk tiplerinin yitimce zengin mantodan türediklerini ortaya koymaktadır (Şekil 4.114). İki dayk tipinde asimilasyon ile birlikte fraksiyonel kristalizasyon



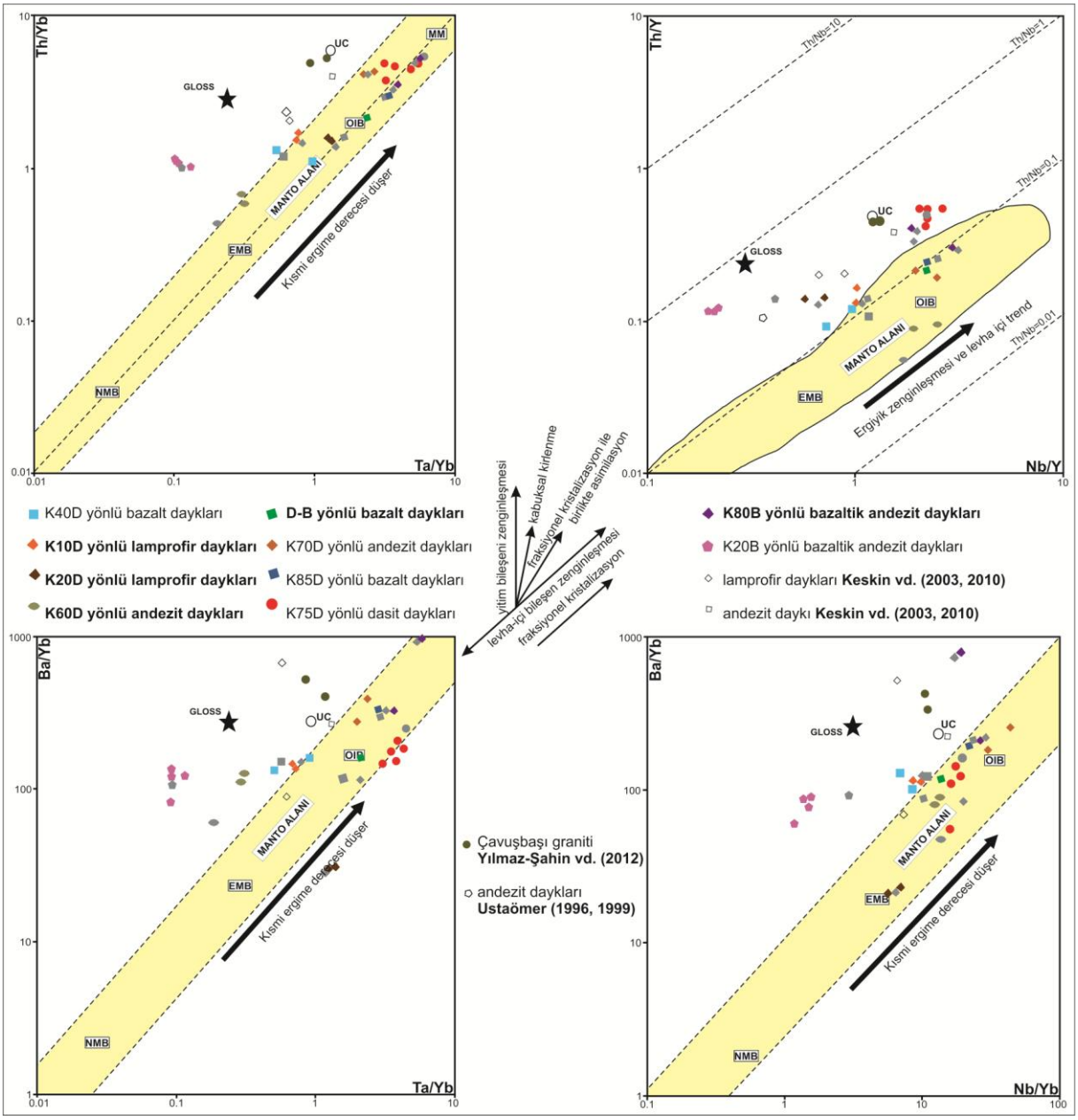
Şekil 4.114: III. sisteme ait andezit dayklarının Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramları (Pearce, 1983). Kısaltmalar için Şekil 4.109' a bakınız.

trendleri sergilemektedir, ve Ba elementinde zenginleşme trendlerinin görülmesi, bu sokulum tiplerinin sığ bir derinlikte oluştuğu anlamına gelmektedir. Ba' un Th elementine oranla daha fazla zenginleşmesi dalma-batma olayı esnasında, dalan slabdan ortaya çıkan akışkanların bu magmatik aktivitede etkin olduğunu ifade etmektedir. İki dayk tipine ait örneklerin tektonik ayırtlama diyagramlarında çoğunlukla yay alanına iz düşmesine rağmen bazı örneklerin levha içi alanda çıkması ve çoklu element paternlerinde bu dayk tiplerinin hem yitim bileşeni hem de levha içi bileşen taşıması ile ikili diyagramlarda görülen yitimce zengin alan iz düşümleri,

örtüşmemektedir. Bu farklılığı, yitimce zenginleşmiş kalıt mantonun rift ortamında gelişmiş magmatizması ile açıklamak en mantıklı bir açıklama olarak görülmektedir.

4.4.7.4. IV. Sistem Dayklarının Magma Kaynak Alanları

IV. sistem dayklarından K20^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları haricinde diğer dayk tiplerinin Th/Yb oranlarına bakıldığında, manto alanına iz düştüğü ve bu sokulum tiplerinin de levha içi



Şekil 4.115: IV. sisteme ait daykların Ta/Yb-Th/Yb, Nb/Y-Th/Y, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ikili diyagramları (Pearce, 1983). Kısaltmalar için Şekil 4.109' a bakınız.

ortamda sokuldukları, K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarının yitimce zengin bir mantodan türedikleri görülmektedir. Ancak, Ta/Yb - Th/Yb diyagramında, manto hattında yer alan bazı sokulum tiplerinin bazı örneklerindeki Th/Y ve Ba/Yb oranları ise manto alanından saptığı ve yitimce zengin manto alanına kaydığı görülmektedir (Şekil 4.115), ve dayk tiplerinin tektonik ayırtlama diyagramlarına bakıldığında K20^{0}B yönlü bazaltik andezit dayklarının yay ve levha içi alanda yer aldığı, ve bu dayk tipinin çoklu element paternleri incelendiğinde ise hem yitim bileşeni hem de levha içi bileşeni taşıdığı görülür. Diğer dayk tiplerinin Pearce (1982)' nin Y-Cr diyagramında volkanik yay-levha içi alanı sınırında yer almasıyla bu ikili diyagramlarında manto alanı-yitimce zengin manto alanında çıkması, dayk yerleşimleri boyunca dalma-batma olayının sürekli olarak devamlılığı ile açıklamak en akılcı yoldur. Bu dayk tiplerinin oluştuğu tektono-magmatik ortamın volkanik-magmatik bir yay boyunca yay ardı bir havzada oluşmuş olabileceği akla gelir, tüm dayk tiplerinde Ba' un zenginleşmesi bu magmatik aktivitelerin sığ derinlik koşullarında oluştuğu, ve Ba' un Th elementine göre daha fazla zenginleşmesi dalan litosferden çıkan akışkanların bu magmatizmada baskın bir rol oynadığı anlaşılır. Keskin vd. (2003, 2010) tarafından tanımlanan lamprofir dayklarının K10^{0}D yönlü lamprofir dayklarına ait örnekler olabileceği bu ikili diyagramlara bakarak söylemek olasılıklar dahilindedir, ve yazarlar tarafından tanımlanan andezit daykının K70^{0}D yönlü andezit dayklarının bir parçası olduğu görülmektedir. Bu dayk tiplerinin ana ve iz element jeokimyasında birbirinin devamı niteliğinde olan trendlerin anlamlılığı ortaya çıkartmaktadır. K85^{0}D yönlü bazalt daykları ile K75^{0}D yönlü dasit daykları birbirinin devamı olan magmatik aktivite ürünleri olduğu, ve bu iki dayk tiplerinin ise Çavuşbaşı granitinin (Aysal vd., 2017) bir parçası olduğu görülür.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

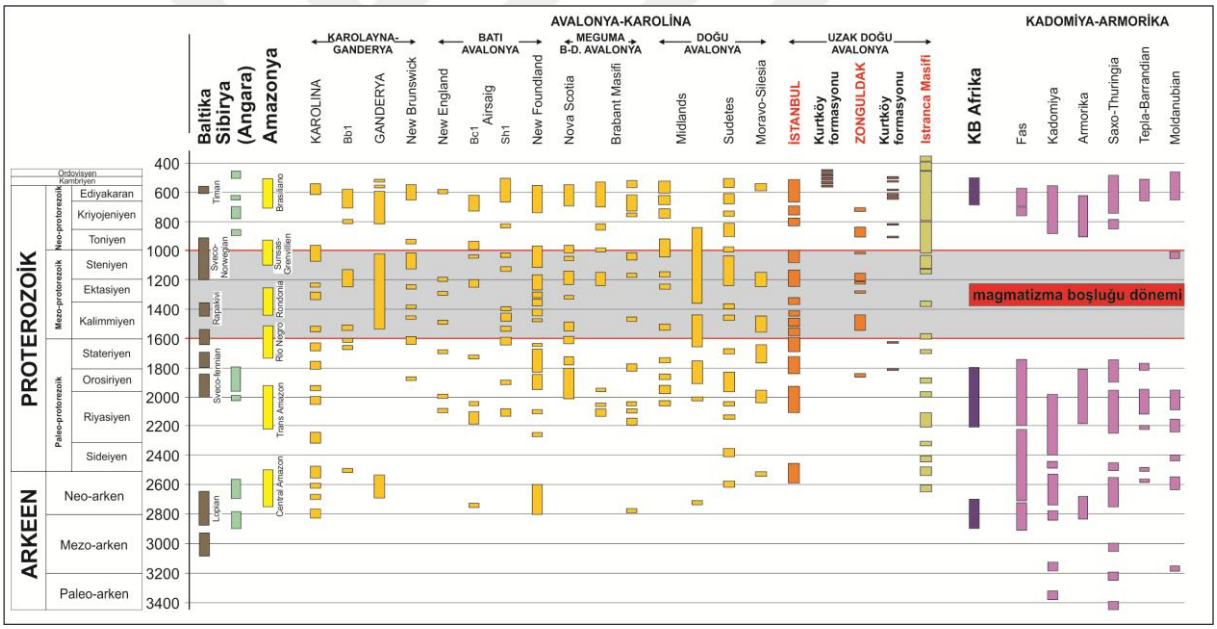
'Bulgular' kısmında ortaya konulan veriler temelinde İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne farklı yönlerde sokulan dayk-sillerin jeodinamik anlamı tartışılmadan önce bu tektonik birliğe sokulan dayklardan tespit edilen kırıntılı-kalık zirkonlar, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nden bulunan kırıntılı zirkonlarla korelasyon yapılarak tartışılacaktır. İki birlikte olan Silüryen -Devoniyen geçişi temelinde, İstanbul birliğinin Zonguldak birliğinden kökensel olarak farklı olduğu görüşüne yanıt arandıktan sonra, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ni farklı yönler ve doğrultularda kesen dayk ve sillerin jeodinamik anlamı tartışılacaktır.

5.1. KAYNAK ALANLAR VE MİKRO-KITA BİRLİKLERİ

Türkiye' nin KB' sında konumlanan İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği karasal kırıntılılarla başlayıp platform çökellerine kadar devamlılığı olan Ordovisyen-Karbonifer yaşlı stratigrafik olarak kesintili Paleozoyik istifler (Abdüsselamoğlu, 1959; Haas, 1968; Önalan, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şekil 2-3), Rheic Okyanusu ile ilişkili kıta-kenarı istifleri olarak tanımlanır (Bozkurt vd.,2008). Paleozoyik istiflerin Proterozoyik yaşlı temelleri Armutlu yarımadasında, Sünnice dağlarında ve Karadere' dedir (Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Chen vd., 2002; Bozkurt vd., 2013a; Şekil 2.3). Proterozoyik yaşlı bu temel kayaçlarına ise, Kadomiyen yayı ile ilişkili olduğu kabul edilen Ediyakaran yaşlı granitler sokulur (Şekil 2-3).

Karadere-Zirze-Araç kesitinde Proterozoyik yaşlı metamorfik kayalarından (meta-kuvarsit ve para-gnayslar) bulunan kısıtlı zirkon verilerine (Şekil 5.1) göre, Neo-proterozoyik yaşlı (884-710 my) kırıntılı zirkonların kaynak alanının Afro-Arabistan kratonları olduğu belirtilir (Chen vd., 2002). Alt Neo-proterozoyik-Mezo-proterozoyik yaşlı (1526-710 my) kırıntılı zirkonların kaynak alanı ise Doğu Afrika kratonunun bir parçası olan Tanzanya kalkanı olarak yorumlanır (Chen vd.,2002). Geç Ediyakaran döneminde Kadomiyen yayı ile ilişkili olan meta-granitlerin (U-Pb zirkon yaşları; Chen vd.,2002) Proterozoyik yaşlı metamorfik kayalarına sokulması ve kaynak alanların Afro-Arabistan ve Doğu Afrika kratonu olarak kabul edilmesi ile, Murphy ve Nance (1991) tarafından önerilen paleo-coğrafya haritasındaki güney Avrupa süturunda

(Haydoutov, 1995) yer aldığı belirtilir (Chen vd., 2002); fakat Karadere kesitinde bulunan meta-istiflerden elde edilen kırıntılı zirkonlarda Mezo-Proterozoik popülasyonun olması, Zonguldak birliğinin kökeninin Amazonya kratonu kökenli Avalonya mikro-kıtası olduğunu ifade eder (Ustaömer vd., 2011; Okay ve Nikishin, 2015; Şekil 5.1). Ayrıca, Zonguldak birliği olarak atfedilen bu alan içinde bahsi geçen bu metamorfikler üzerinde yer alan Silüryen istifi içinde (Fındıklı fr., Şekil 2.2-3) Avalonya mikro-kıtasının bir parçası olarak tariflenen Anglo-Welsh havzasında tanımlanan graptolit faunalarının keşfedilmesi (Dean vd., 2000), Karadere kesitindeki kırıntılı zirkonların kaynak alanının Amazonya kratonu ve Zonguldak birliğinin Avalonya mikro-kıtasının bir parçası olduğunu kanıtlar (Oczlon vd., 2007; Bozkurt vd., 2008; Okay ve Nikishin, 2015; Şekil 5.2-A).

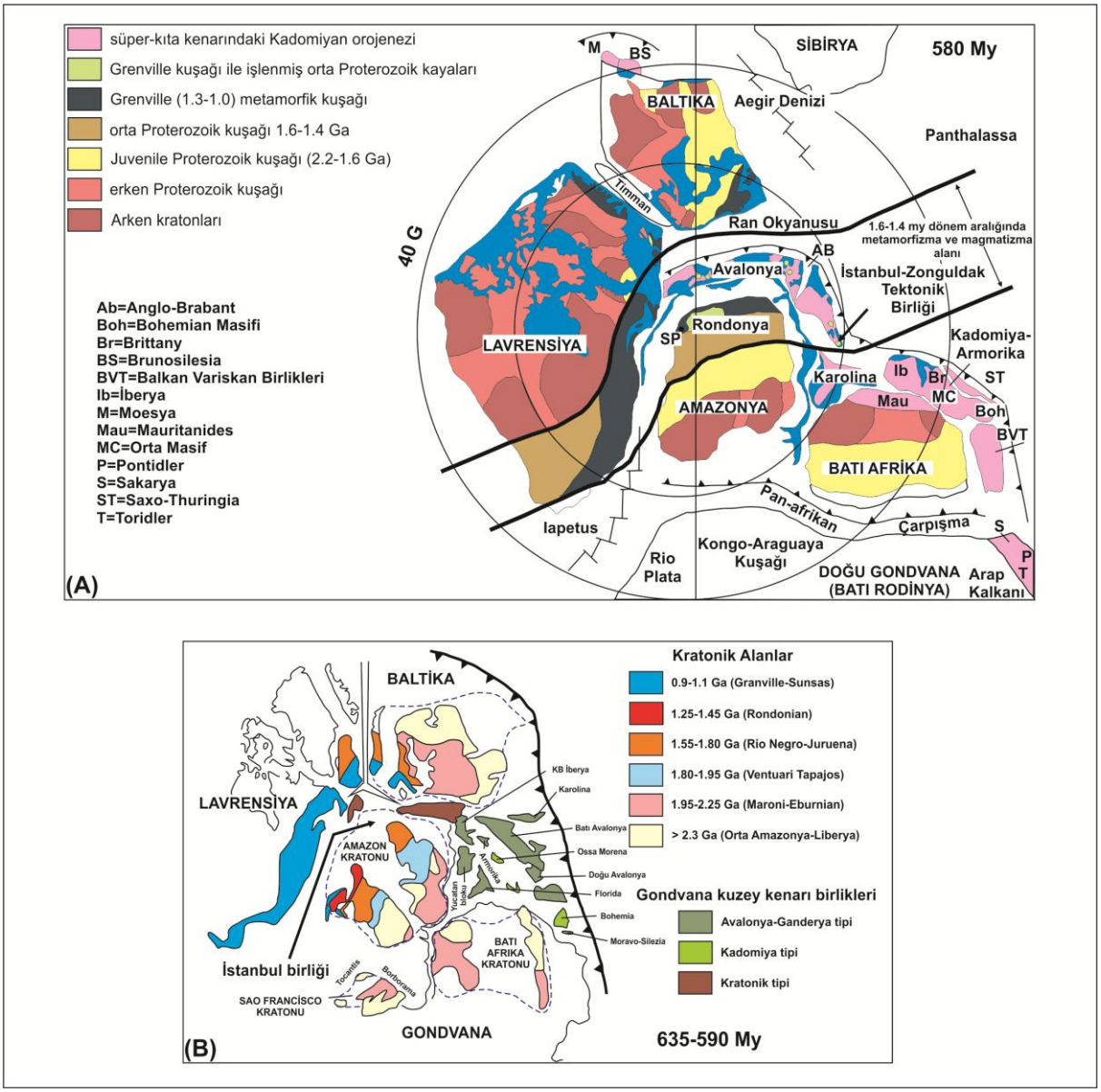


Şekil 5.1: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nden elde edilen kırıntılı zirkon verilerinin dayklarının yerleşimi sırasında yan kayaçtan aldığı kırıntılı-kalık zirkonların dağılımlarını gösteren korelasyon diyagramı. Diyagram formatı Ustaömer vd. (2011)' den değiştirilerek alınmıştır. Diyagramdaki veriler, Nance ve Murphy (1996), Friedl vd. (2000, 2004), Stmad ve Mihaljevic (2005), Slama vd. (2008), Linnemann vd. (2004, 2008), Murphy vd. (2004a, b,c), Anders vd. (2006), Zulauf vd. (2007), Cawoud ve Nemchian (2001), Chen vd. (2002), Sunal vd. (2008), Ustaömer vd. (2011) alınmıştır.

İstanbul birliğinde fosil kanıtları olmaksızın sedimantasyon döneminin erken-orta Ordovisyen olarak kabul edilen, ve plaj çökelleri olarak tariflenen Aydos formasyonunun kuvarsitlerinden bulunan kırıntılı zirkonların dağılımı (a) Neo-proterozoyik (800-700, 640-600, 570, 530 my),

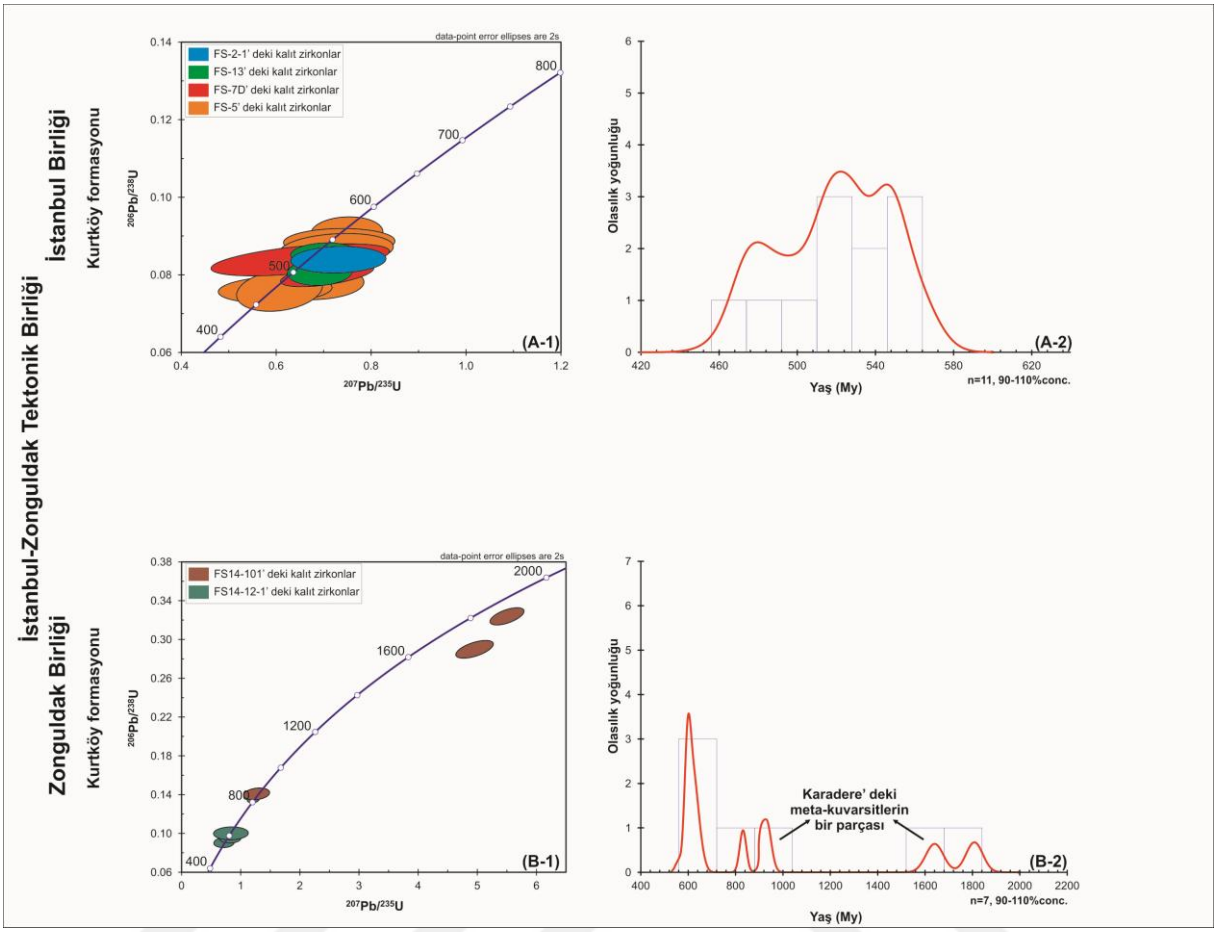
(b) Mezo-proterozoyik (1600-1300, 1200-1000 my), (c) Paleo-proterozoyik (2100-1950, 1820 -1740, 1670-1610 my) ve (d) Neo-arkeen-Üst Paleo-proterozoyik (2700-2500 my) olarak dört farklı grupta toplandığı görülmektedir (Ustaömer vd., 2011; Şekil 5.1). (a) Neo-proterozoyik yaşları Kadomiya-Armorika ve Avalonya-Karolayna mikro-kıtaları ile uyumlu olduğu görülür (Ustaömer vd.,2011). Baltika' nın güney hattında 900 my' dan 400 my' a kadar olan magmatik aktivitenin olmaması kaynak alanının Baltika olmadığı, ve İstanbul birliğinin Baltika-Timman kuşağında (Natal' in vd., 2012, 2016) yer almadığı anlaşılmaktadır. (b) Mezo-proterozoyik yaş konakları ise İstanbul birliğinin KB Afrika kratonundan beslenen Kadomiya-Armorika mikro-kıtasından da oldukça farklı olduğu görülmektedir (Ustaömer vd., 2011; Şekil 5.1) ve bu yaş konakları da Zonguldak birliğindeki Karadere' den elde edilen veri tabanı (Chen vd., 2002) ile uyumlu olduğu görülmektedir (Şekil 5.1). (c) Paleo-proterozoyik ve (d) Neo-arkeen-Üst Paleo proterozoyik yaş konakları İstanbul birliğinin Amazonya kratonu ile uyumlu olduğu anlaşılır (Oczlon vd., 2007; Ustaömer vd., 2011; Şekil 5.1).

Ustaömer vd. (2011)' e göre İstanbul birliği Amazonya-Avalonya birliği içinde konumlanır ve Avalonya ise, K Amazonya ve KB Afrika kratonlarından türeyen bir mikro-kıtadadır. Ancak İstanbul birliğinde 2500-2400 my aralıklarında kırıntılı zirkonların olmaması ve Kaledoniyen orojenezi ile ilişkili herhangi bir kanıtın olmaması referans alınarak İstanbul birliğinin erken Ordovisyen dönemi sırasında, Amazonya' nın batı alanında olduğu ifade edilir (Ustaömer vd., 2011; Şekil 5.2-B). Ancak, Samson vd. (2005)' in kırıntılı zirkon verileri ışığında, 2500-2400 my aralığındaki kırıntılı zirkonların Avalonya mikro-kıtasında olmadığı bilinmektedir. Ayrıca İstanbul birliğinde Üst Silüryen' in üst katı olan Pridoli katının doğada kayıp olduğu da yazılı kayıtlardan bilinmektedir (Yalçın ve Yılmaz, 2010). Stratigrafideki bu noksanlığın Zonguldak birliğinde geç Silüryen-erken Devoniyen uyumsuzluğuna (Hamdi, 1975) denk geldiği görülür, ve her iki birlikte gözlenen bu stratigrafik noksanlık, her iki birlikteki kırıntılı zirkon verileri ile birlikte değerlendiriliğinde, Avalonya mikro-kıtası için Kaledoniyen orojenezinin II. fazına karşılık geldiği (420-410 my, Cocks ve Fortey, 2009) de anlaşılmaktadır. İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ni farklı dönemlerde-yönlerde kesen dayklardan dayk yerleşimi sırasında yan kayaçtan gelen kalık zirkonların dağılımlarının (Şekil 5-3), Chen vd. (2002) ve Ustaömer vd. (2011)' in veri tabanları uyumluluk içinde olduğu da görülmektedir (Şekil 5.1), ve bahsi geçen bu tektonik birliğin Avalonya' nın bir parçası olduğu anlaşılır (Oczlon vd., 2007; Bozkurt vd., 2008; 2013a, Okay ve Nikishin, 2015; Şekil 5.5).



Şekil 5.2: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin geç Ediyakaran döneminde (635-590 ve 580 my aralığı) bulunduğu olası paleo-coğrafya konumları. (A) Cocks ve Torsvik (2006) ve Cawood vd. (2003)' in paleo-coğrafya haritası temelinde Bozkurt vd. (2008a, b)' nin önerdikleri İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin KD Amazonya kratonu ile KB Afrika kratonu arasında bulunan Doğu Avalonya' nın en doğu ucu olduğu alanı göstermektedir; (B) Murphy vd. (2004)' ün paleo-coğrafya haritası temelinde Ustaömer vd. (2011)' in önerdikleri İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ndeki İstanbul birliğinin KB Amazonya' da olduğunu göstermektedir.

İstanbul birliğinde bulunan Kocatöngel formasyonu ile Kurtköy formasyonunun alt tabakaları (Gedik vd., 2005; Özgül, 2012 ve Bozkaya vd. 2012a, b' ye göre Bakacak formasyonu) çok düşük dereceli metamorfizma izleri taşıdığı ve Zonguldak birliğindeki Kurtköy formasyonun (k=340 m) metamorfizma izlerinden yoksun oldukları belirtilir (Bozkaya vd., 2012a, b). Buna ek olarak, Zonguldak birliğinde Avalonya+Baltika-Lavrensiya çarpışması olarak kabul edilen



Şekil 5.3: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ni farklı dönemlerde ve yönlerde kesen dayklardan, dayk yerleşimi sırasında yan kayaçtan gelen kalık zirkonların konkordiya ile yaş-olasılık yoğunluğu diyagramları. (A-1) İstanbul Birliği' nde Kurtköy formasyonunu kesen daykların içinde yan kayaçtan gelen kalık zirkonların konkordiya diyagramları ve (A-2) yaş-olasılık yoğunluğu diyagramı; n=11, 90-110% conc. (B-1) Zonguldak Birliği' nde Kurtköy formasyonunu kesen daykların içinde yan kayaçtan gelen kalık zirkonların konkordiya; (B-2) yaş-olasılık yoğunluğu diyagramı; n=7, 90-110% conc.

erken Silüryen-geç Devoniyen uyumsuzluğun (Hamdi, 1975), İstanbul birliğinde hiç olmadığı sedimanter kayaların bünyesindeki minerallerin bileşim analizleri ışığında belirtilerek İstanbul birliğinin Kadomiya ve Zonguldak birliğinin Avalonya mikro-kıtasını temsil ettiği ifade edilir (Bozkaya vd., 212a, b). Ancak, İstanbul birliğinde kıta sahanlığı-lagün ortamında çökeldiği oy birliği ile kabul edilen Gözdağ formasyonunun Ordovisyen-Silüryen geçişinde gözlenen felsik lavlarının (Bozkaya vd.,2012b) jeodinamik anlamı açıklanamamaktadır (Bozkaya vd., 2012b). Bahsedilen bu felsik lavlar (Bozkaya vd., 2012b) Avalonya-Baltika arasında uzanan Teissyre-Tornquist okyanusunun son kapanma fazını temsil ettiği ve Avalonya-Baltika çarpışması ile, başka bir ifade ile denilir ise, yumuşak yanaşma (soft docking) olayının gerçekleştiği döneme karşılık geldiği (445-443 my; Cocks ve Fortey, 2009) anlaşılmaktadır. Ordovisyen-Silüryen

geçişinde yer alan felsik lavların, Avalonya-Baltika çarpışmasını temsil ettiği görülmektedir, ve İstanbul ile Zonguldak birliğinden bulunan mineral bileşim analizleri yorumlamaları ile iki birliğin farklı olduğu görüşünün, jeolojik gerçekliği yansıtmadığı sonucu ortaya çıkmaktadır; çünkü İstanbul birliğindeki Ordovisyen-Silüryen geçişinde gözlenen felsik lavlar, Avalonya-Baltika çarpışmasını (Kaledoniyen orojenezinin I. fazı; Cocks ve Fortey, 2009) ve Zonguldak birliğindeki geç Silüryen-erken Devoniyen uyumsuzluğu (Hamdi, 1975) Ordovisyen-Silüryen geçişinde birbirine kenetlenen Avalonya-Baltika kıtasının Lavrensiya' ya çarparak eklendiği dönemi (Kaledoniyen orojenezi II. fazı; Cocks ve Fortey, 2009) temsil etmektedir.

İstanbul birliğinde tespit edilen kırıntılı zirkonlardaki Mezo-proterozoyik yaş popülasyonu ile Zonguldak birliğinden saptanan Mezo-proterozoyik yaş popülasyonunun birbirleri ile uyumlu olması (Chen vd., 2002; Ustaömer vd., 2011; Şekil 5.1) ve her iki birliği farklı yönlerde kesen dayklardan elde edilen kalık zirkonların bu zirkon popülasyonu ile uyumlu olması (Şekil 5.1); Zonguldak birliğinde tespit edilen geç Silüryen-erken Devoniyen uyumsuzluğunun (Hamdi, 1975), İstanbul birliğinde olmayan Pridoli dönemine denk (Yalçın ve Yılmaz, 2010) gelmesi, kökensel olarak iki farklı parçadan oluştuğu ifade edilen İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin tek parçadan oluşan bir Avalonya kıtasal parçasını temsil ettiğini göstermektedir (Oczlon vd., 2007; Bozkurt vd., 2008; Okay ve Nikishin, 2015).

İki birliğin erken Permiyen' de yan yana geldiği kabulü temelinde, Avalonya, detaylı bir bakış açısı ile ifade edilirse, Uzak Doğu Avalonya kökenli İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne (Oczlon vd., 2007) sokulan Ediyakaran-Karbonifer yaşlı dayklar (I. ve II. sistem daykları) ile birlikte Permiyen-Eosen dayklarının kökensel olarak aynı karakterde olması beklenmelidir.

5.2. I. SİSTEM DAYKLARININ JEODİNAMİK ANLAMI

Rheic Okyanusunun kenar istifleri olarak tanımlanan İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin plaj-kıta sahanlığında oluşan kayaçların alt sedimantasyon yaşları fosil verileri ışığında bilinir (Okay ve Nikishin, 2015; Şekil 2.3); fakat göl (Özgül, 2012) yada denizel ortamda (Gedik vd. 2005) çökelen türbiditik tipindeki istif (Kocatöngel formasyonu; Lom vd., 2016) ve alüvyal-akarsu çökelleri (Kurtköy formasyonu), herhangi bir fosil verisi olmaksızın iki nedenden (a-b) ötürü Alt-Orta Ordovisyen yaşı oy birliği ile kabul edilir (Packelmann, 1938; Abdüsselamoğlu

1959; Haas, 1968; Kaya, 1971, 1974; Kipman, 1974; Önalan, 1981; Görmüş, 1982; Yazman ve Çokuğraş, 1983; Biberoğlu, 1984; Aydın vd., 1987; Derman ve Özçelik, 1993; Derman, 1997; Göncüoğlu, 1997; Göncüoğlu vd., 1998, 1999, 2014; Yılmaz vd., 1995, 1997; Görür vd., 1997; Yılmaz vd., 1997; Göncüoğlu ve Kozlu, 2000; Kozur ve Göncüoğlu, 2000; Gedik ve Önalan, 2001; Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2001; Gedik vd., 2005; Yanev vd., 2006; Boncheva vd., 2009; Bozkurt vd., 2008a, b, 2013a; Ustaömer vd., 2011; Okay vd., 2011; Özgül, 2012; Bozkaya vd., 2012a, b; Okay ve Nikishin, 2015; Okay ve Topuz, 2017; Okay vd., 2017; Şekil 2.3).

(a) Alüvyal yelpaze-taşkın ovası-akarsu çökellerinden yapılı kaba-ince kırıntılı kayaçlardan oluşan Kurtköy formasyonu üst yaşı Dariviliyen olan plaj çökelleri, başka bir ifade ile denilir ise, Aydos formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmektedir.

(b) Küçük boyutlu granit ve dayklar (U-Pb zirkon yaşları 590±5-576±9-568±11 my; Chen vd. 2002) tarafından kesilen yüksek dereceli meta-sedimanter kayaçlar da Karadere-Zirze-Araç' ta temeli oluşturur, ve bu temeli üst yaşı Tremadosiyen olan akarsu-plaj geçişindeki çökellerinin (Kurtköy formasyonu, k=340 m; Tüysüz vd., 2004) fosilli tabakaları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 5.6). Karasal kırıntılı olan bu birimlerin (Kurtköy formasyonu) altında da stratigrafik olarak uyumlu olduğu ifade edilen türbiditik karakterdeki istiflerin (Kocatöngel formasyonu; Lom vd., 2016) Alt-Orta Ordovisyen yaşında olduğu belirtilir (Gedik ve Önalan, 2001; Özgül, 2012; Okay ve Nikishin, 2015; Okay ve Topuz, 2017; Şekil 2.3).

İstanbul' da, en eski fosil kayıtları Aydos formasyonunun (plaj çökelleri-fosil bulgusu yok) üzerine uyumlu gelen Gözdağ formasyonunun (lagünel ortamı-kıta sahanlığı çökelleri) şeyl-şamozit ardalanmasından elde edilmektedir (Önalan, 1981; Sayar ve Cocks, 2013). Birimden saptanan konulariit-brakiyopod fosilleri (*Exocunularia istanbulensis, Exocunularia bohemica, E. Metaconularia consobrina, Paracraniops* aff. *pararia, Orbiculoidea* aff. *stincharensis, Onniella* aff. *flava*), Gözdağ formasyonun en alt tabakalarının sedimantasyon döneminin geç Dariviliyen-erken Sandbiyen olduğunu göstermektedir (Arıç, 1955; Sayar, 1964, 1970, 1984; Havlicek ve Vanek, 1966; Sayar ve Cocks, 2013; Şekil 2.3).

Kuzey Çamdağ' da, Aydos formasyonun (plaj çökelleri) en üst seviyesindeki kireçtaşlarından (k=1 m) konodont fosilleri (*Baltoniodus prevariabilis, Protopanderodus varicostatus*) tespit edilerek plaj çökellerinin en üst tabakasının çökeliminin geç Dariviliyen döneminde meydana geldiği görülmektedir (Boncheva vd., 2009; Şekil 2.3).

İstanbul' da Gözdağ formasyonu olarak haritalanan birimin güney Çamdağ' daki eşleniği olan Fındıklı formasyonun (lagünel ortam-kıta sahanlığı çökelleri) en alt seviyelerini temsil eden kumtaşı-şeyl tabakalarından Pterineid fosilleri tespit edilerek birimin Dariviliyen döneminde sedimantasyonun gerçekleştiğini ifade edilmektedir (Gedik ve Önalan, 2001; Şekil 2.3).

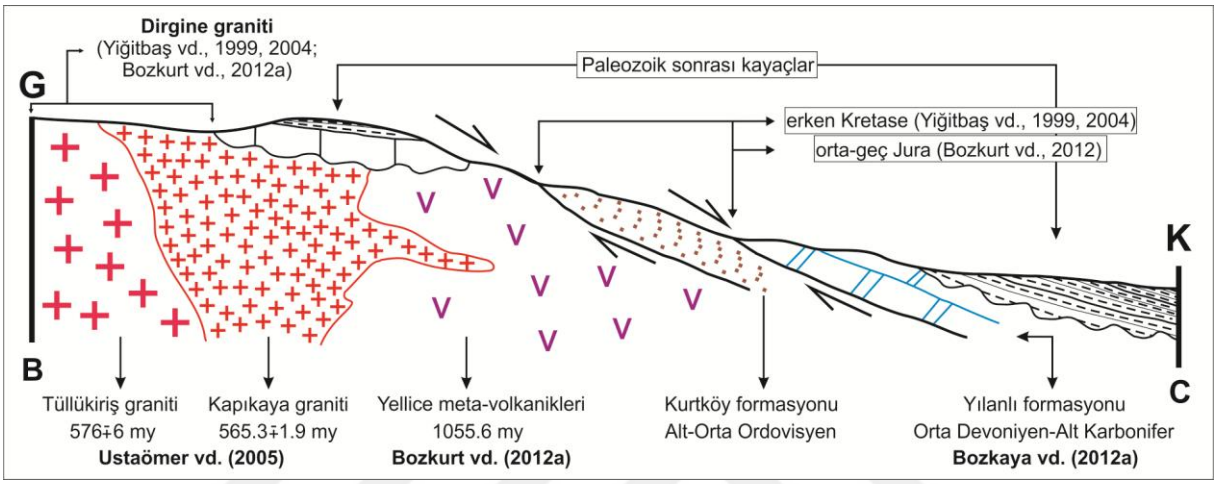
İstanbul' da Gözdağ formasyonu olarak tanımlanan kayaçların Yığılca' daki karşılığı Fındıklı formasyonu olduğu bilinmektedir (Tüysüz vd., 2004). Bahsedilen kayaların en alt seviyelerini temsil eden şeyl tabakalarından (Biberoğlu, 1984, Sayar ve Cocks, 2013' e göre Göğegören formasyonunun alt seviyeleri) brakiyopod fosilleri (*Mcewanella* cf. *berwynensis, Dalmanella* aff. *parva,* Glyptorthis sp., *Christiania* sp., *Oligorhynchia* aff. *subplana*) elde edilerek birimin alt seviyelerinin çökelim döneminin Sandbiyen olduğu ifade edilir (Biberoğlu, 1984; Sayar ve Cocks, 2013; Şekil 2.3).

Karadere-Zirze-Araç alanlarındaki Kurtköy formasyonunun (k>3000 m) en üst seviyelerinin eşleniği olan ince-kırıntılı Kurtköy formasyonundan (k=340 m) akarsu-plaj ortamını yansıtan diakrodiyan ve akritaritler (*Acanthodiacrodium* cf. *A. ubui, Cymatiogalea* sp., *Actinotodissus* cf. *A. achrasi, Goniosphaeridium* cf. *G. uncinatum*) tespit edilerek bu kesit boyunca Kurtköy formasyonunun çökelme döneminin Tremadosiyen olduğu ifade edilir (Dean vd., 1997, 2000; Şekil 2.3). Bu kesit boyunca ise aynı kayaçlardan güney kutup bölgesine yakın alanları temsil eden graptolit fosilleri (*Rhabdinopora flabelliformis*) tespit edilerek bu lokasyondaki kırıntılı kayaçların sedimantasyon döneminin de Tremadosiyen-Floriyen olduğu belirtilir (Göncüoğlu vd., 2014; Şekil 2.3).

Sünnice dağlarında İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı temel kayaları ile Paleozoyik yaşlı olan sedimanter örtü istifleri yer alır (Yiğitbaş vd., 1999, 2004). Buradaki temel kayaçlar, Proterozoyik yaşlı kıtasal bir temelin parçası olarak tanımlanan Demirci para-gnaysları (Yiğitbaş vd., 1999; 2008), ve bu kayaçları açılı uyumsuzluk ile üzerleyen Orta-Üst Ediyakaran yaşlı (Dr. Ustaömer, T., Mayıs, 2017, s.g., Dr. Sunal, G., Haziran, 2017, y.g) yay ile ilintili olan Yellice meta-volkanikleri bulunur (Ustaömer,1999; Ustaömer ve Rogers, 1999; Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Şekil 4.3).

Yellice meta-volkaniklerini Üst Ediyakaran yaşlı granitler keser (U-Pb zirkon yaşı, 576±6 my, Tüllükiriş graniti; 565.3±1.9 my, Kapıkaya graniti, Ustaömer vd., 2005), ve Paleozoyik istife ait akarsu ve alüvyal yelpaze ortamında çökelmiş ince-kaba kırıntılılar (Kurtköy formasyonu, çakıltaşı ara katkılı arkozik kumtaşı-silttaşı-şeyl ardalanması, k>3000 m) temel kayaçları ile

tektonik dokanaklıdır (Yiğitbaş vd., 1999, 2004, 2008; Elmas ve Yiğitbaş, 2001; Bozkurt vd., 2008, 2013a; Şekil 4-3, Şekil 5.4 ve Ustaömer, 1996' ya göre diskoranstır). Düzce-Çamdağ ve İstanbul' da bu kırıntılı kayaçlarının stratigrafik olarak altında denizel ya da gölsel sedimanter istiflerin (Kocatöngel formasyonu-türbiditik kumtaşı-şeyl ardalanması, k=2200 m; Lom vd., 2016) yer aldığı ifade edilir (Gedik vd.,2005; Gedik ve Önalan, 2001; Özgül, 2012; Şekil 2.3).



Şekil 5.4: Sünnice dağlarındaki İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı temel kayaçları ile Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü birimleri arasındaki ilişkiyi gösteren ölçeksiz şematik enine kesit (Yiğitbaş vd., 1999' daki B-C kesit alanından alınmıştır). Yiğitbaş vd. (1999, 2004) ve Bozkurt vd. (2013a) tarafından Dirgine graniti olarak tanımlanan granitler Ustaömer (1996) temelinde iki farklı granit olarak enine kesite eklenerek Ustaömer vd. (2005)' den Tüllükiriş ve Kapıkaya meta-granitlerinin U-Pb yaşları enine kesite konulmuştur. Buna ek olarak, Yellice meta-volkaniklerin yaşları Dr. T. Ustaömer, Dr. G. Sunal ile 2017' de yapılan sözlü görüşmeler neticesinde ele alınmıştır. Yılanlı formasyonunun sedimantasyon dönemi Bozkaya vd. (2012a)' den alınarak enine kesite eklenmiştir.

Sünnice alanında, Ediyakaran yaşlı Yellice meta-volkanikleri ile Paleozoyik yaşlı sedimanter örtü istifleri (alüvyal, akarsu, taşkın ovası çökelleri; Kurtköy formasyonu) arasındaki tektonik dokanak sıyrılma fayı olarak tariflenmektedir (Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Bozkurt vd., 2013a). Kabaca KD-GB gidişli olan bu sıyrılma fayı (Şekil 4.3 ve 5-4) erken Kretase dönemi sırasında Ballıdağ-Küre, Sünnice, Armutlu ve Almacık dağlarında yüzlekleri olan metamorfik kayaçlar çekirdek kompleksinin yapısal elemanı olan bu fay kontrolünde yüzeylendiği belirtilmektedir (Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2001). Fakat bahsedilen bu çekirdek kompleksi Kalloviyen-Kimmericiyen (Rb-Sr biyotit yaşları, 161.8±1.7-153.7±1.6 my; Çele meta-ofiyolit kayaçlarından saptanmıştır; Bozkurt vd., 2013a) sırasında meydana geldiği ifade edilmektedir. Yiğitbaş vd. (1999, 2004) ile Bozkurt vd. (2013a) tarafından önerilen bu çekirdek kompleksi

modelinin orta-geç Jura yada erken Kretase dönemine atfedilmesi ile karasal kırıntılı Kurtköy formasyonunun alt seviyelerinin çökelme döneminin erken-orta Ordovisyen olarak kabulünün (Packelmann, 1938; Abdüsselamoğlu, 1959; Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Bozkurt vd., 2013a, b; Okay ve Topuz, 2017) jeodinamik açıdan problem teşkil etmediği anlaşılmaktadır (Şekil 5.4).

Göncüoğlu (1997, 2010) tarafından iki parçalı olarak tariflenen İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin doğusundaki Sünnice' de Kapıkaya granitini kesen dasit daykları ($K74^0D\ 76^0KD$) 556±3.6 my (U-Pb zirkon yaşı), Sünnice' nin bir parçası olarak tanımlanan Düzce' de Kurtköy formasyonuna sokulan diyabaz daykları ($K74^0D\ 81^0KD$) 552.4±3.0 my (U-Pb zirkon yaşı) ve bu parçalardan farklı olduğu ileri sürülen İstanbul' da Kurtköy formasyonuna sokulan andezit daykları ($K50^0D\ 64^0KD$) 549.0±3.9 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı oldukları tespit edilmiştir. Bu dayk sistemlerinin tektonik ayırtlama diyagramları, bu dayk sistemlerinin aktif bir kıta kenarı boyunca açılan yay-ardı havza ortamında bu tektonik birliğe sokulduklarını göstermektedir.

Global ölçekte, Avalonya' ya ait parçalarına bakıldığında, Avalonya-Kadomiya yayı boyunca Avalonya mikro-kıtası birliklerinde yay-ardı rift havzalarının 575-565 my dönemi aralığında açılmaya başladığı bilinmektedir (Nance vd., 2002; Murhpy vd., 2018). Nova Scotia alanında 575 my önce başlayan bu riftleşme (Barr vd., 1990; Doig vd., 1991; Bevier vd., 1993) yay-içi rift havzasının yay-ardı rift havzasına geçişi olarak tariflenir (Nance vd., 2002, 2008; Murhpy vd., 2012, 2018). Newfoundland' da 570 my önce başlayan riftleşme (Tucker ve McKerrow, 1995; O' Brien vd., 1996, O' Brien ve King, 2005; Pollock vd., 2009; Pisarevsky vd., 2010) kıtasal rift havzası olarak tariflenir (Nance vd., 2002, 2008; Murhpy vd., 2018). Midlands' da 565 my önce başlayan riftleşme (Tucker ve Pharaoh, 1990; Roberts ve Merrima, 1990) yay-içi rift havzasının yay-ardı rift havzasına geçişi olarak tariflenir (Nance vd., 2002, 2008; Murhpy vd., 2018). Sudetes' de 565 my önce başlayan riftleşme bahsi geçen bu yay boyunca açılan yay-ardı havzalardaki kıta-içi rift havzası olarak tanımlanmaktadır (Mazur vd., 2012; Ilnicki vd., 2013).

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'nin rift istifi olarak bilinen Kurtköy formasyonunu kesen 552-549 my yaşlı bimodal daykların ve 565 my yaşlı (U-Pb zirkon yaşı; Ustaömer vd., 2005) Kapıkaya granitini kesen 556 my yaşlı bimodal daykların varlığı, bu sedimanter istifin taban seviyelerinin 556 my' dan daha yaşlı olduğunu göstermektedir. İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'nin Sünnice bölgesindeki Kurtköy formasyonu ile Üst Proterozoyik yaşlı temel kayalar arasındaki tanımlanan bu sıyrılma fayının (Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2001;

Bozkurt vd., 2008,2013a; Şekil 5.4) geç Ediyakaran sırasında gerçekleşen çekirdek kompleksi sisteminin bir yapısal unsuru olduğu anlaşılmaktadır. Bu çekirdek kompleksi mekanizmasının başlangıç tarihinin referansının ise 565 my yaşlı Kapıkaya graniti ile temsil edildiği ve bahsi geçen bu rift istifinin sedimantasyona başladığı dönemin de 565 my yaşlı Kapıkaya graniti ile eş-zamanlı olduğu anlaşılmaktadır; ayrıca, bahsedilen bu çekirdek kompleksinin 576 my yaşlı (U-Pb zirkon yaşı; Ustaömer vd., 2005) Tüllükiriş plütonunu kesmesi, 565 my önce başlayan bu riftleşmenin yay-içinde başladığı ve bu riftleşmenin yay-ardı havzaya dönüştüğü Kapıkaya granitine ve Kurtköy formasyonuna sokulan 556 my ile 552-549 my yaşlı bimodal dayklar ile anlaşılmaktadır.

Ediyakaran yaşlı olan dayk sistemlerinin, bu tektonik birlikte tespit edilen Ediyakaran sonrası yaşlı dayk sistemlerinden farkı, kıvrımlanmış olmasıdır. I. sistem dayklar olarak tariflenen bu dayk sistemlerinde 540 my yaşlı tektono-termal yaşların (Şekil 4.48-49; 46-1-7-1, 101-7, 4D-10-1), Karadere kesitinde Proterozoyik yaşlı temel kayalarından saptanan ~542-540 my yaşlı deformasyon yaşları (Rb-Sr biyotit yaşları; Chen vd., 2002) ile uyumlu olması, Avalonya yay sisteminde 540 my önce gerçekleşen deformasyon (Nance vd., 2002) esnasında, bu daykların kıvrımlandığını gösterir. 540 my önce deformasyona uğrayan Kurtköy rift havzasının üstünde uyumsuzlukla oturan Alt Kambriyen yaşlı (530 my, U-Pb zirkon yaşları; Ustaömer vd., 2011) Kınalıada formasyonu (Özgül,2012) Kurtköy formasyonunu kesen Üst Ediyakaran yaşlı dayk sistemlerinin 540 my önce kıvrımlandığının bir başka kanıtını temsil eder.

Sonuç olarak, Karadere kesitinde Proterozoyik yaşlı temel kayaçlar üzerinde açılı uyumsuzluk ile yer alan ve Kurtköy formasyonunun en üst seviyesi olarak tanımlanan akarsu-plaj geçişini temsil eden ince-kırıntılı karasal birimin Tremadosiyen yaşı referans alınarak klasik anlamda tanımlanan Kurtköy formasyonunu temsil etmediği anlaşılmaktadır. Ayrıca, kesen ve kesilen ilişkisine göre, Alt-Orta Ordovisyen olarak kabul edilen Kurtköy formasyonunun yaşının ise Üst Ediyakaran yaşında olmalıdır.

5.3. II. SİSTEM DAYKLARININ JEODİNAMİK ANLAMI

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı temel kayaçları olarak tanımlanan Armutlu-Pamukova metamorfiklerine (Kaya, 1977; Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Okay vd., 2008)

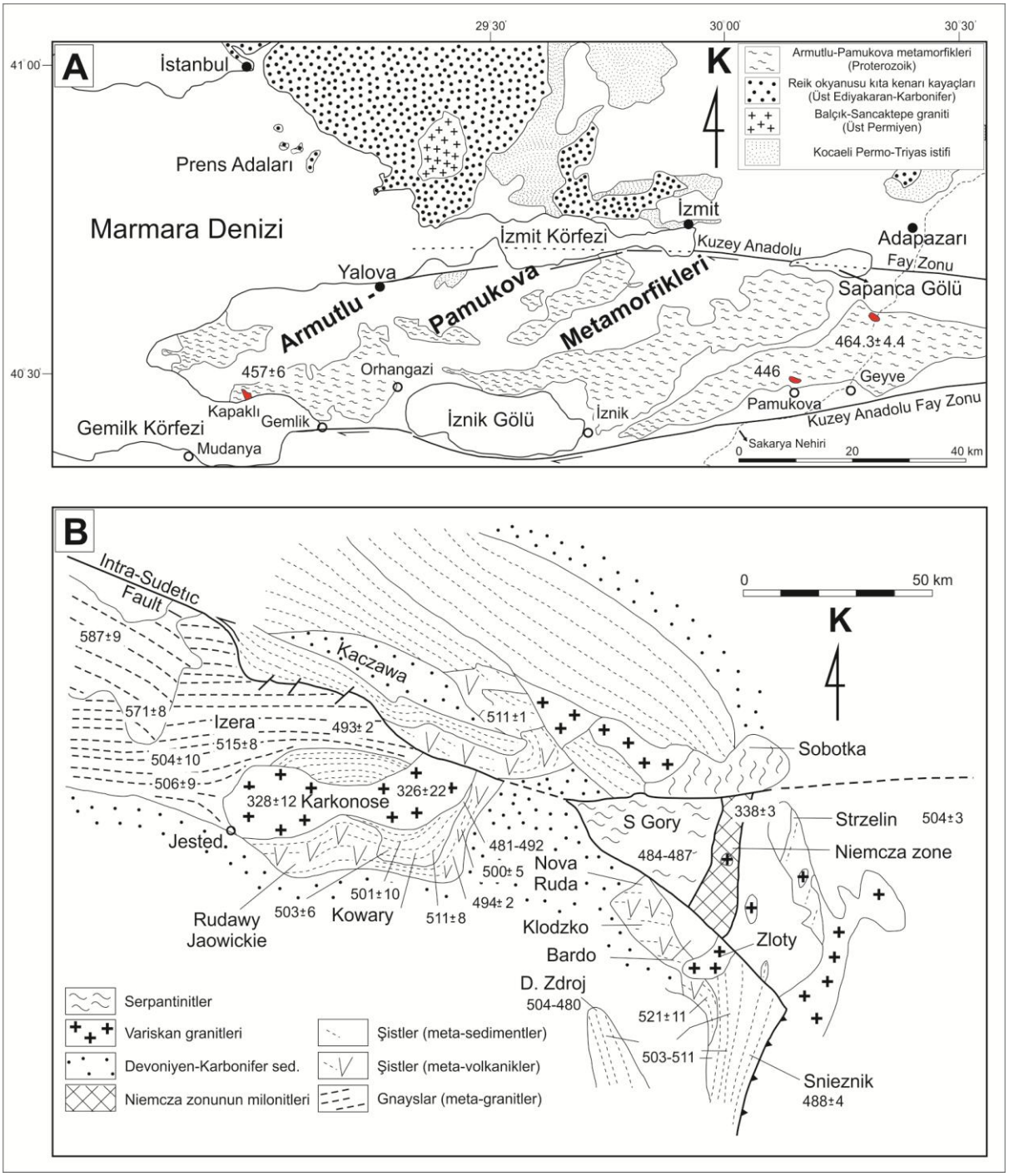
farklı lokasyonlarda sokulan ve farklı yaş konaklarında bir takım granitler yer alır (Şekil 5.5-A; Okay vd., 2008). Gemlik kesitinde, amfibolit serisini kesen granitik bileşimli sokulumdan tespit edilen 522 my, 488 my ve 457 my (Pb-Pb zirkon yaşları; Okay vd., 2008) yaşlardan en genç olan 457 my yaşın bu sokulumun kristalizasyon yaşını temsil ettiği ifade edilirken diğer yaşlı olanların ise bu granitin önceki magmatik aktiviteleri olduğu belirtilir (Okay vd., 2008). Geyve kesitinde amfibolit serisini kesen bir granitik sokulumdan 516 my, 505 my, 475 my ve 464 my (Pb-Pb zirkon yaşları; Okay vd., 2008) yaşlar bulunarak bu sokulumun kristalizasyon yaşının 464 my olduğu, diğer yaşlı olanların bu granitik kayacın önceki magmatik aktiviteleri olduğu ifade edilir (Okay vd., 2008). Bu metamorfik zonun Pamukova kesitinde de amfibolit-gnays-mikaşist serisine sokulan bir granitik sokulumdan 561 my, 542 my, 520 my, 463 my ve 446 my (Pb-Pb zirkon yaşları; Okay vd., 2008) yaşlar bulunarak bu sokulumun kristalizasyon yaşının 446 my olduğu, yaşlıların eski magmatik olayları yansıttığı belirtilir (Okay vd., 2008).

Armutlu-Pamukova metamorfiklerindeki 464-457 my yaşlar 460 my olarak tanımlanır ve Alt-Orta Ordovisyen yaşlı olduğu ifade edilen Kurtköy formasyonu ile eş-yaşlı olduğu ve Avrupa Variskan hattında Oliver vd. (1993), Crowley vd. (2000), von Raumer vd. (2002), Linnemann vd. (2007)'in veri tabanları referans verilerek Rheic okyanusunun riftleşmesi ile ilişkilendirilir (Okay vd., 2008); fakat 446 my yaşlı olan granitik sokulumun ise jeodinamik anlamının izahı yapılamadığı görülür.

Kurtköy formasyonu Yellice yayından geç Ediyakaran döneminde riftleşen ve bu dönemde de yay-ardı havzaya dönüşen ve Avalonya yayında 540 my önce meydana gelen makro-ölçekteki deformasyon sonucunda kıvrımlanan Avalonya mikro-kıtasının III. safha rift havzasını temsil etmektedir.

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Proterozoyik yaşlı kayaçları konumundaki Armutlu-Pamukova metamorfiklerine sokulan Ordovisyen yaşlı bu granitlerin Kurtköy formasyonunun çökelmesi ile ilişkili jeodinamik perspektifte her hangi bir ilişkisinin olmadığı görülmektedir.

Doğu Avalonya mikro-kıtasının parçası olarak kabul edilen Sudetes' de metamorfik kuşak ile metamorfik olmayan bir hat tanımlanmaktadır (Teisseyre, 1957). Bu metamorfik hat Sudetes' in kuzey kenar zonu ve metamorfik olmayan hat Sudetes' in güney kenar zonu olarak tariflenir (Kröner vd., 1994, 2001; Şekil 5.5-B). Doğu Avalonya' nın en önemli parçası olan Sudetes' in metamorfik kuşağında (Sudetes batolit birliği), iki farklı fazda metamorfizma tarihçesi olan (granülit-mavişist fasiyesi) meta-granitler bulunmaktadır (Kossmat, 1927; Johnston vd., 1994;



Şekil 5.5: Armutlu-Pamukova metamorfiklerine sokulan ve Sudetes Batolit birliğindeki Kambriyen-Ordovisyen yaşlı meta-granitleri gösterir haritalar (A, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin temeli olan Armutlu-Pamukova metamorfiklerini kesen Ordovisyen yaşlı meta-granitlerin alanları, Okay vd., 2008' den; B, Doğu Avalonya' nın kuzey kuşağı olan Sudetes Batolit birliğindeki Alt Kambriyen-Üst Ordovisyen yaşlı meta-granitlerin alanları, Oliver vd., 1993; Kröner vd., 1994, 2001' den alınmıştır).

Kröner vd., 1994,2001). Sudetes batolit birliğinde, granülit fasiyesinde metamorfizma geçiren meta-granitler sırası ile 521 my, 515 my, 514 my, 511 my, 510 my, 509 my, 507 my, 506 my,

504 my, 503 my yaşlı (Pb-Pb zirkon yaşları) oldukları bilinmektedir (Kröner vd., 1994, 2001). Aynı zonda mavişist fasiyesinde metamorfizma geçiren meta-granitler, 490 my, 487 my, 485 my, 483 my, 482 my, 472 my, 463 my ve 439 my yaşlı (Pb-Pb zirkon yaşları) oldukları bilinir (Oliver vd., 1993; Kröner ve Hegner, 1998). 521-503 my yaşlı olan meta-granitlerin Kambro-Ordovisyen yaşları (487-462 my, Rb-Sr tüm kaya yaşları; Borkowska vd., 1980; van Breemen vd., 1982), II. safha granit yerleşimi sırasındaki granülit fasiyesinde metamorfizma geçirdiği şeklinde yorumlanmaktadır (Kröner vd., 2001). Sudetes batolit birliğindeki I. ve II. safhada sokulan meta-granitlerden saptanan jeokimyasal verilere ışığında, tüm meta-granitler volkanik yay ortamını temsil ettiği bilinmektedir (Oliver vd., 1993; Kröner vd., 1994, 2001; Kröner ve Hegner, 1998). Meta-granitlerden tespit edilen analitik ve saha verilerine göre, Sudetes batolit birliği Avalonya'nın kuzey kenar hattında konumlanır (Kröner ve Hegner, 1998). Avalonya ile Baltika arasındaki Iapetus okyanusunun kolu olarak tanımlanan Teissyre-Tornquist okyanusal litosferinin Avalonya mikro-kıtasının kuzey kenar zonu boyunca altına dalarak bahsedilen bu meta-granitlerin Sudetes' in kuzey kenarına sokulduğu belirtilir (Kröner vd., 1993,2001). 525-503 my yaşlı meta-granitlerin, Teissyre-Tornquist' in I. safha kapanma dönemini ve 490-439 my yaşlı meta-granitlerin okyanusun II. faz kapanma dönemini temsil ettiği belirtilir (Kröner vd., 1993, 2001; Johnston, 1994; Kröner ve Hegner, 1998). 439 my yaşlı olan meta-granitler, Avalonya-Baltika arasında oluşan çarpışmanın son fazı olarak tanımlanır (Kröner vd., 2001).

Avalonya mikro-kıtasının Kuzey Avrupa yakasında yer alan Doğu Avalonya mikro-kıtasında Midlands kratonunu kesen 457 my yaşlı granitik dayklar (U-Pb zirkon yaşı; Noble vd., 1993) ile Meguma' nın eş-değeri Brabant masifini kesen 459 my yaşlı riyolit lavı (U-Pb zirkon yaşı; Linnemann vd., 2012) bu okyanusun II. kapanma safhası ile ilişkilendirilir (Noble vd., 1993; Linnemann vd., 2012). Brabant masifini kesen 444 my yaşlı dasit lavları (U-Pb zirkon yaşları; Linnemann vd., 2012) ve Midlands kratonuna sokulan 442 my yaşlı lamprofir daykları (U-Pb zirkon yaşları; Noble vd., 1993), Avalonya-Baltika' nın kenetlenmesi (445-443 my, yumuşak yanaşması; Cocks ve Fortey, 2009) ile ilişkili olduğu ve Teissyre-Tornquist okyanusunun ise tamamen kapandığının referansı olarak tanımlanmaktadır (Noble vd., 1993; Linnemann vd., 2012). Brabant masifine sokulan 430 my yaşlı diyoritler (U-Pb zirkon yaşlar; Linnemann vd., Avalonya ile Baltika' nın çarpışması sonrası Avalonya' da oluşan kısmi ergimeler ile bağlantılı olduğu ifade edilmektedir (Linnemann vd., 2012). Ayrıca, Doğu Avalonya' nın Batı Karpatlar olarak atfedilen Tatra' daki 470-440 my yaşlı granitler (U-Pb zirkon yaşları, Janak vd., 2002;

Gaab vd., 2003; Kohut vd., 2008) bu okyanusunun II. faz tüketilmesi ile ilişkilendirilmektedir (Gaweda ve Golonka, 2011).

Batı Avalonya' nın bir parçası konumundaki Newfoundland' da bu mikro-kıta birliğinin kuzey kuşağında Proterozoyik yaşlı temel kayalara sokulan 474-464 my yaşlı granitler (U-Pb zirkon yaşları; Colman-Saad vd., 1992) Teissyre-Tornquist okyanusunun II. kapanma fazı ile ilişkili olduğu bilinir (van Staal vd., 1996). Avalonya-Baltika çarpışması sonrası, Doğu Avalonya' da Venlok' a kadar süren kısmi ergime safhasının Batı Avalonya' da da devam ettiği Proterozoyik yaşlı temel ünitelerine sokulan 430 my yaşlı diyoritlerden (U-Pb zirkon yaşları, Dunning vd., 1990) anlaşılır.

Uzak Doğu Avalonya' nın parçası olan Doğu Karpatlar' daki Rebra-Tulghes birliğindeki 470-459 my yaşlı olan granitler (U-Pb zirkon yaşları; Pana vd., 2002; Balintoni vd., 2009, 2010) ile Sebeş-Lotru birliğindeki 472-440 my yaşlı granitler (U-Pb zirkon yaşları; Pana vd., 2002; Balintoni vd., 2009, 2010) Teissyre-Tornquist okyanusunun II. kapanma fazı ile ilintili olduğu ifade edilir (Gaweda ve Golonka, 2011).

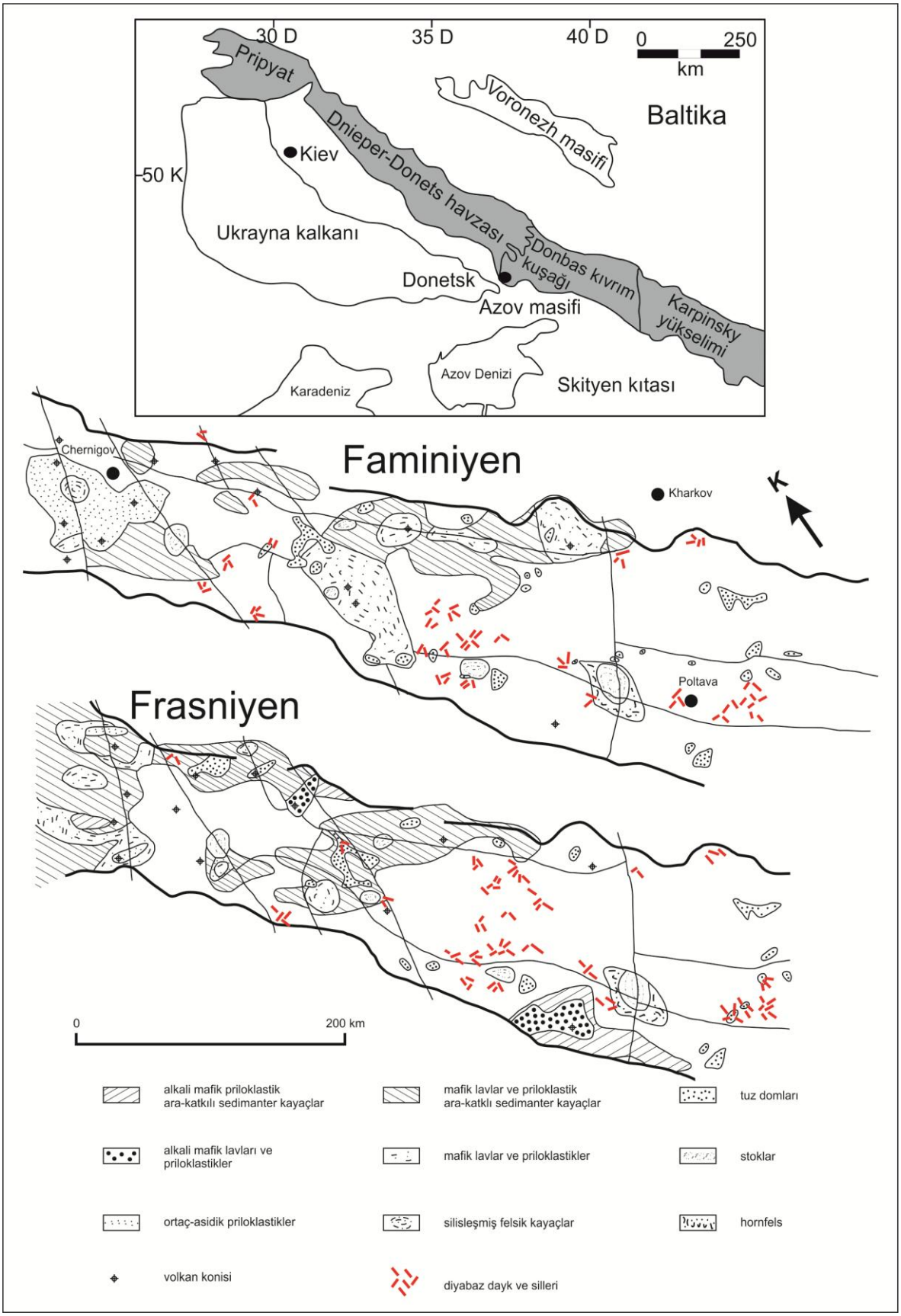
565 my yaşlı Kapıkaya granitinden saptanan 522-520 my yaşlı (U-Pb zirkon yaşları; Bozkurt vd., 2013a) tektono-termal yaşlar yukarıda verilen veriler temelinde, Teissyre-Tornquist' in I. kapanma fazı sırasında tektono-termal yaşlar olarak yorumlanmıştır ve Ediyarakan yaşlı dayk sistemlerinden tespit edilen 527-525 my tektono-termal yaşlar (Şekil 4.48-49; 46-1-9, 101-8, 4D-5) ile uyumlu oldukları da, ayrıca, görülmektedir. Bu verilere ek olarak ise, Demirci para-gnayslarına sokulan 485.7±3.6 my yaşlı $K80^0D$ yönlü dasit daykları (U-Pb zirkon yaşı) ve Armutlu-Pamukova metamorfiklerini kesen 464-457 my granitler (U-Pb zirkon yaşları; Okay vd., 2008) bu okyanusun II. kapanma fazında oluştuğu anlaşılmaktadır. Ayrıca, İstanbul' da Aydos formasyonuna sokulan 445.9±5.4 my yaşlı $K50^0B$ yönlü bazaltik andezit daykları (U-Pb zirkon yaşı) ve Demirci para-gnayslarına sokulan 443.0±5.4 my yaşlı $K15^0B$ yönlü dasit daykları (U-Pb zirkon yaşı) da 445-443 my dönemi aralığında gerçekleşen Avalonya-Baltika yumuşak yanaşması sırasında, farklı bir ifade ile denilirse, Kaledoniyen orojenezinin II. safha (Cocks ve Fortey, 2009) sırasında bu tektonik birliğe sokuldukları anlaşılmaktadır. Armutlu-Pamukova metamorfiklerindeki izahı yapılamayan 446 my yaşlı granit ise, Avalonya-Baltika arasında gerçekleşen kenetlenmeyi temsil ettiği anlaşılır. Ayrıca, Üst Ediyakaran ile Kambro-Ordovisyen yaşlı dayklardan saptanan 445-437 my yaşlı tektono-termal yaş konakları (Şekil 4 .48-49, 101-9; Şekil 4.50-51, 29-5), Avalonya-Baltika yumuşak yanaşmasını ve bu yanaşma sonrası İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nde tektono-termal olayları desteklemektedir.

İstanbul birliğinde geç Silüryen-erken Devoniyen geçişinin uyumlu olduğu ifade edilmektedir (Ustaömer vd., 2011; Okay ve Nikishin, 2015; Okay ve Topuz, 2017, Okay vd., 2017); ancak Üst Silüryen' in Pridoli katının İstanbul doğasında olmadığı detaylı bir şekilde raporlanmıştır (Yalçın ve Yılmaz, 2010). Bu stratigrafik noksanlığın ise Zonguldak birliğinde Hamdi (1975) tarafından saptanan geç Silüryen-erken Devoniyen diskordansına denk geldiği görülmektedir. İstanbul ve Zonguldak birlikleri sınırları içindeki kaya gruplarına Devoniyen öncesi sokulmuş dayk sistemlerinden elde edilen 420-410 my tektono-termal yaşlar (Şekil 4.48-49-50-51; 101-10, 4D-7, 116-3, 32-1), geç Silüryen-erken Devoniyen diskordanslarına karşılık geldiği açıkça görülmektedir, ve İstanbul ile Zonguldak birliğinin Kaledoniyen orojenezinin II. safhası (425-410 my, Cocks ve Fortey, 2009) etkisinde kaldıklarına işaret eder.

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin, Devoniyen-Karbonifer magmatizmasından yoksun olan Avalonya mikro-kıta parçası olduğu belirtilir (Okay vd., 2011; Okay ve Nikishin, 2015; Okay ve Topuz, 2017); ancak İstanbul' da Kurtköy formasyonunu kesen K-G yönlü diyabaz dayk-silleri 379.4±2.3 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşında tespit edilmesi, bu görüşü reddeder. 379 my yaşlı olan K-G yönlü diyabaz dayk ve sillerinin jeokimyasal özelleri incelendiğinde, bu tip sokulumların İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne bir rift ortamında sokulduğunu gösterir.

Kaledoniyen orojenezinin II. faz (420-410 my, Cocks ve Fortey, 2009) sürecinin sonlanması ile, erken Devoniyen' de Rheic okyanusal litosferinin Avalonya' nın altına dalmaya başladığı ve erken Devoniyen-orta Devoniyen geçişinde Doğu Avalonya' nın kabaca K-G yönünde iki parçaya ayrılarak Rheno-Hersiniyen havzasının riftleştiği bilinir (Ziegler, 1990; Narkiewicz, 2007; Golonka ve Gaweda, 2012; Königshof, 2016). Kabaca D-B gidişli Rheno-Hersiniyen' in Baltika uzantısının orta-geç Devoniyen dönemi sırasında kabaca K-G yönde riftleşen Pripyat-Dniepr-Donets havzası olduğu da ayrıca bilinir (Narkiewicz vd., 1988; Wilson ve Lyashevich, 1996; Stovba vd., 1996; Fokin vd., 2001; Mccann vd., 2003).

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin batı yakasını oluşturan İstanbul birliğindeki Kurtköy formasyonunu kesen riftleşme ile ilişkili olan 379 my yaşlı K-G yönlü diyabaz dayk ve silleri Pripyat-Dniepr-Donets havzasının açılması esnasında, oluşan magmatik ürünleri temsil ettiği anlaşılmaktadır. Üst Ediyakaran yaşlı dayklardan saptanan 381-376 my tektono-termal yaşlar (Şekil 4.48-49; Göncüoğlu, 2000' e göre ayrım yapıldığında 101-11: Zonguldak birliği; 4D-8: İstanbul birliği), bahsi geçen bu riftleşmeyi destekler niteliktedir.



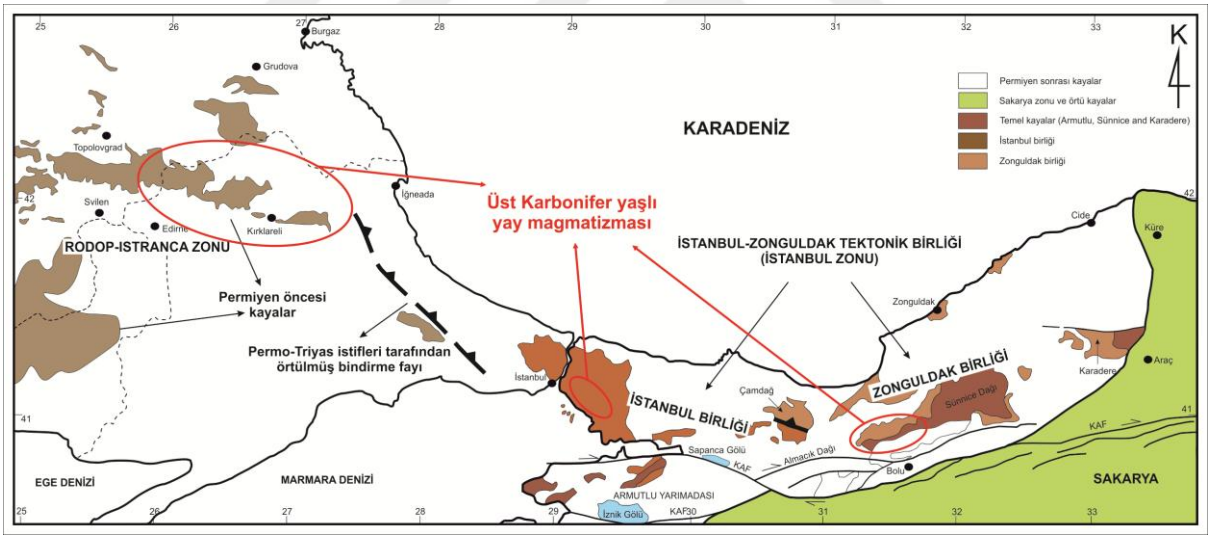
Şekil 5.6: Pripyat-Dnieper-Donets havzasının konumu ve geç Devoniyen'de meydana gelen kayaların yayılımını gösterir harita (Wilson ve Lyashkevich, 1996' dan alınmıştır).

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin batı bölümünü oluşturan İstanbul birliğinde Kurtköy formasyonuna sokulan 379 my yaşlı diyabaz dayk-silleri ile Paleo-proterozoyik yaşlı Ukrayna kalkanını kesen toleyitik karakterli 373 my yaşlı siyenitik dayk ile diyoritik-bazaltik dayk ve sillerinin (U-Pb zirkon yaşı; Danisik vd., 2008) varlığı (Donskoy, 1982, Shatalov, 1996) erken Devoniyen-Karbonifer' de İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin Ukrayna kalkanı ile aynı hatta olduğunun bir başka kanıtını oluşturmaktadır. Ayrıca, Baltika kıtası ile ilişkili Pragiyen-Vizeyen yaşlı sığ epirik denizini simgeleyen Yılanlı formasyonunun Orta-Üst Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı tabakalarında, Bozkaya vd. (2016) tarafından tespit edilen tefralar, Baltika' da geç Givetiyen-erken Frasniyen döneminde başlayan bu riftleşme sırasındaki volkanizmanın ürünleri olduğu anlaşılmaktadır. Özetle, İstanbul birliğinde Penck (1919) tarafından belirtilen Devoniyen rift magmatizmasının varlığı kanıtlanmıştır. Ayrıca Zonguldak birliğinde Pragiyen -Vizeyen yaşlı epirik denizindeki tefralar ile birlikte değerlendirildiğinde, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin orta-erken Devoniyen-erken Karbonifer döneminde bu rift hattının etki alanında olduğunu göstermektedir (Şekil 5.6).

Karbonifer magmatizmasından yoksun olarak tariflenen İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nde (Okay vd., 2011; Okay ve Nikishin, 2015; Natal' in vd., 2016; Okay ve Topuz, 2017) Yılanlı formasyonunu kesen $K15^0D$ yönlü bazaltik andezit dayklarından 318.0±16 my (U-Pb zirkon yaşı), Demirci paragnaysları kesen $K5^0D$ yönlü bazaltik andezit dayklarından 301±1.6 my (U-Pb zirkon yaşı) kristalizasyon yaşlarının bulunması ile, bu görüşün de elemine olduğu anlaşılır. Bu daykların tektonik ayırtlama diyagramlarına göre, İstanbul birliğindeki Kurtköy formasyonunu kesen $K15^0D$ ve $K5^0D$ yönlü bazaltik andezit daykları ile eşlenik olduğu, ve bu daykların volkanik yay ile ilişkili olduğu görülmektedir. Avalonya' nın bir parçasını oluşturan Rodop-Istranca masifinde (Sunal vd., 2008; Şekil 5.1), Karbonifer yay magmatizmasının eş-değerinin İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nde bu dayklar olduğu anlaşılmaktadır. Ayrıca Üst Permiyen yaşlı dayklardan tespit edilen 324-298 my yaşlı çekirdek yaşları (Şekil 4.53-54, 27-2, 28) Karbonifer yay magmatizmasının İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nde varlığını da kanıtlamaktadır (Şekil 5.7).

Özetle, İstanbul birliğine sokulan I. ve II. sistem dayklarının konumları, jeokimyasal özellikleri ve kristalizasyon yaşları, Zonguldak birliğine sokulan I. ve II. sistem dayklarının konumları ve jeokimyasal karakterleri ile kristalizasyon yaşlarının uyumlu oldukları görülmektedir. Parçalı olarak tariflenen bu tektonik birlikteki İstanbul ve Zonguldak birliğinin, aslında tek parçadan oluşan (Yiğitbaş vd., 1999, 2004) Avalonya mikro-kıtasını (Bozkurt vd., 2008) temsil ettiği,

anlaşılmaktadır. Buna ek olarak, erken Permiyen döneminde yan yana geldiği ifade edilen bu birliklerden (Göncüoğlu, 1997, 2010; Bozkaya vd., 2012a, b; 2014) olan Zonguldak birliğinin İstanbul birliğine bindirdiği, bu birliklere sokulan I. ve II. dayklardan elde edilen 291-290 my tektono-termal yaşlar (Şekil 5.48-49, 101-12; Şekil 5.50-51, 32-1-8) da destekler (Şekil 5.7). Ayrıca, İstanbul birliğinin de Avalonya' nın bir diğer parçası Rodop-Istranca masifine (Sunal vd., 2008) bindirdiği, Rodop-Istranca masifinden bulunan 299-280 my (Pb-Pb yaşları; Okay vd., 2001) tektono-termal yaşlardan anlaşılmaktadır. Bozkaya vd. (2014) bu nedenden dolayı, Karbonifer-Permiyen geçişinde, İstanbul birliğinin tek fazlı düşük metamorfizma izlerini elde ederken Zonguldak birliğinin bu zaman aralığında herhangi bir düşük metamorfizma izlerinin kayıtlarını tespit edememiştir. Çamdağ' daki Güney Çamdağ ters fayı, İstanbul ile Zonguldak birliklerinin tektonik dokanağıdır; ancak İstanbul birliği ile Rodop-Istranca masifi arasındaki tektonik dokanak Permo-Triyas yaşlı meta-sedimanter istiflerinin altında kalmasından dolayı tespit edilememektedir (Şekil 5.7).



Şekil 5.7: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile Rodop-Istranca zonunda Üst Karbonifer yaşlı yay magmatizmasını gösteren harita (Harita Yiğitbaş vd.,2004;Okay vd. 2008; Bozkurt vd.,2012, Natal' in vd., 2016' dan değiştirilerek elde edilmiştir).

5.4. III. SİSTEM DAYKLARININ JEODİNAMİK ANLAMI

Rodop-Istranca masifinde Permo-Triyas yaşlı meta-sedimanter istifler ile İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nde yer alan Kocaeli Permo-Triyas istifi ve İznik metamorfikleri, yeni isimi ile ifade edilirse, Maşukiye grubu, İpek yolu yayı boyunca (Natal' in ve Şengör, 2005) Pontid-

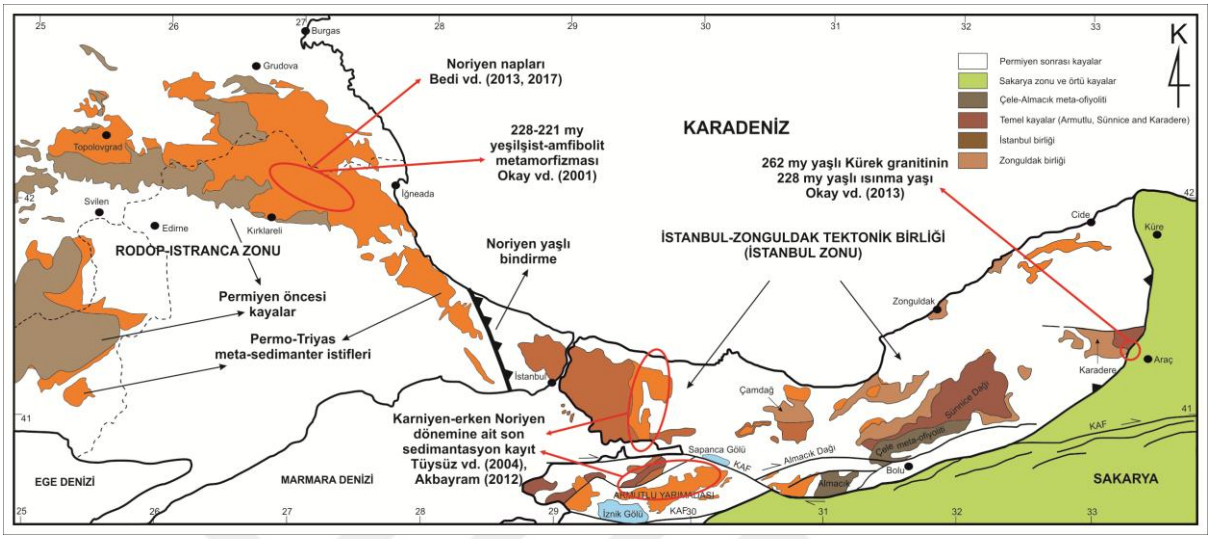
İçi okyanusunun yay-ardı havza istifleri (Akbayram, 2011, Akbayram vd., 2013) ya da bahsi geçen bu okyanusun Atlantik-tipi riftleşmesi ile ilişkili kıta-içi havza istifleri olarak tariflenir (Akbayram vd., 2016). Ayrıca, Rodop-Istranca masifinde Permo-Triyas yaşlı istiflerin üstüne uyumlu geldiği ifade edilen Jura istifleri ile birlikte Maşukiye grubu üzerine uyumlu olarak geldiği ifade edilen Jura istiflerinin bu okyanusun, okyanuslaşma sürecinde çökelen kayaçları olduğu ifade edilir (Roberston ve Ustaömer, 2004; Akbayram, 2011 ve Akbayram vd., 2013; 2016; Şekil 5.8).

Rodop-Istranca zonundaki Permo-Triyas yaşlı istifler ile Jura istifleri arasında uyumlu geçişin olmadığı, Noriyen döneminde naplaşma olduğu, ve Permo-Triyas yaşlı olan istiflerin Noriyen döneminde sedimantasyonun kesildiği bilinmektedir (Bedi vd., 2013, 2017). Ayrıca, Noriyen dönemine atfedilen bu naplaşmayı Rodop-Istranca zonunda bulunan Noriyen metamorfizması (228-221 my, Pb-Pb zirkon yaşları; Okay vd., 2001) da desteklemektedir (Şekil 5.8).

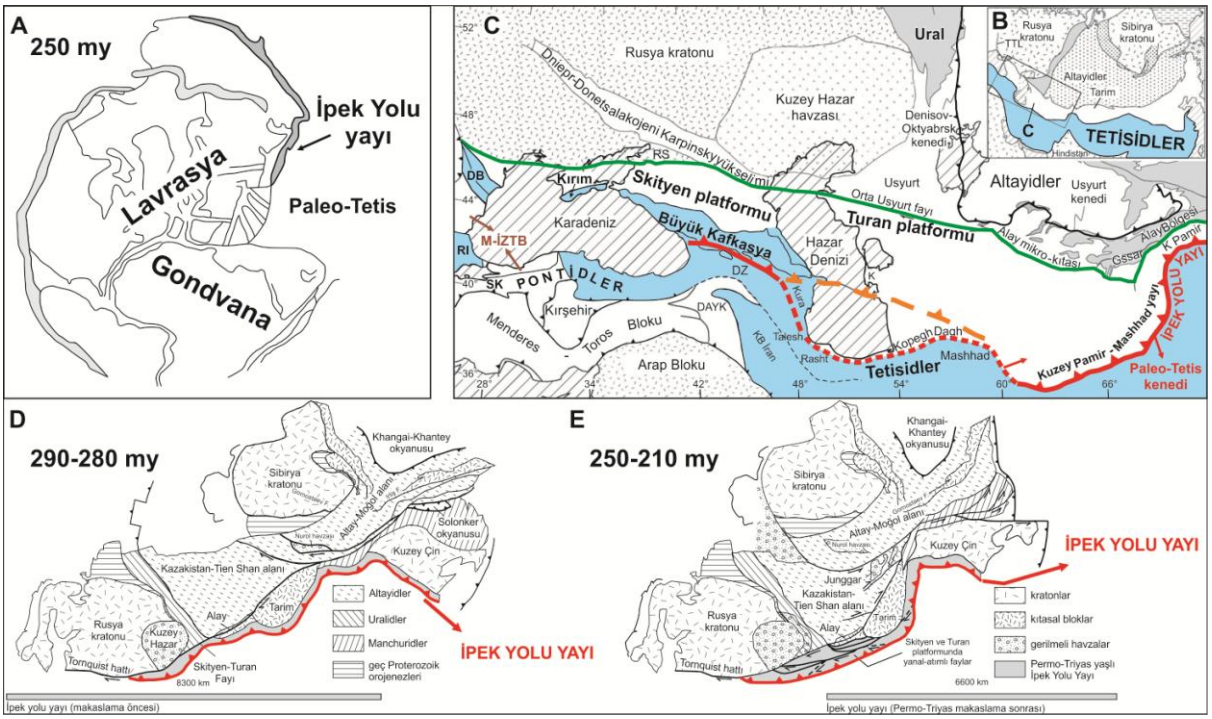
Armutlu-Pamukova metamorfiklerinin üzerinde uyumsuz olarak bulunan Maşukiye grubunda (Akbayram, 2011) mermer merceklerinin varlığı bilinmektedir (Keltepe mermeri-Göncüoğlu vd., 1987, 1992; Bozcu, 1992). Mermerlerden Karniyen yaş bulgusu elde edilmesine (Önder ve Göncüoğlu, 1989) rağmen, bu meta-istiflerin herhangi bir fosil verisi olmaksızın Doger' e kadar çıktığı iddia edilir (Göncüoğlu vd., 1987, 1992; Yılmaz vd., 1990, 1995; Roberston ve Ustaömer, 2004). Fakat bu meta-istiflerdeki karasal kırıntılılarda gözlenen makro-ölçekte olan mermer merceklerinin bu istifteki Keltepe mermer birimlerine ait olduğu kayıtlardan görülür (Akbayram, 2011). Bu meta-istifin Orta Jura' ya ait sedimantasyon kaydının olmadığı; aksine Önder ve Göncüoğlu (1989)' in veri tabanı ışığında, İznik metamorfiklerinde, ya da diğer ismi ile ifade edilir ise, Maşukiye grubunun sedimantasyonun Karniyen-erken Noriyen döneminde kesildiği anlaşılmaktadır. İznik metamorfiklerindeki bu stratigrafik gözlemin, Kocaeli Permo-Triyas istifinde, son çökelim kaydının Karniyen-erken Noriyen (Tüysüz vd., 2004) dönemi ile uyumlu olduğu görülmektedir. Buna ek olarak, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile Orta Pontidler arasındaki tektonik dokanak boyunca sokulan 262 my yaşlı granitten (U-Pb zirkon yaşı; Okay vd., 2013) saptanan 228 my (Ar-Ar amfibol yaşı, Okay vd., 2013) ısınma yaşının bulunması, bu havzaların Noriyen' de kapandığının bir başka kanıtını oluşturur (Şekil 5.8).

İpek Yolu yayı boyunca yay-ardı havzalar olarak açılan bu havzalar ile eş-zamanlı olarak bu yayın, yay-önü ortamında da Akgöl havzasının açıldığı belirtilmektedir (Natal' in ve Şengör, 2005; Şekil 5.8) ve geç Triyas-erken Jura dönemi aralığında kapandığı ifade edilir (Okay vd.

2015). Ancak, Akgöl havzasının son sedimantasyon kaydının Noriyen olduğu da kayıtlardan görülmektedir (Karslıoğlu vd., 2012).



Şekil 5.8: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile Rodop-Istranca zonunda yer alan Permo-Triyas yaşlı istiflerin yayılım haritası (Harita Yiğitbaş vd.,2004;Okay vd. 2008; Bozkurt vd.,2012, Natal' in vd., 2016' dan değiştirilerek elde edilmiştir).



Şekil 5.9: İpek Yolu yayının makro-ölçekteki konumunu gösterir haritalar (Natal' in ve Şengör, 2005' ten alınmıştır).

Sonuç olarak, KB Türkiye' de tartışmalı olan Pontid-İçi okyanusunun, okyanuslaşma sürecine girmeden Noriyen döneminde kapandığı, ve jeolojik tarihçe içerisinde, bu kuşak boyunca bu okyanusun var olmadığı (Elmas ve Yiğitbaş, 2001) sonucu ortaya çıkmaktadır. İpek Yolu yayı boyunca açılan bu yay-ardı havza sistemlerinin kapanmasını sağlayan etkenin de Pontidler' e Noriyen döneminde kenetlenen Karakaya okyanusal havzası (Okay ve Göncüoğlu, 2000) olduğu anlaşılmaktadır (Okay vd., 2015).

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile Orta Pontidler arasındaki tektonik dokanağı boyunca sokulan 262 my yaşlı granitin (U-Pb zirkon yaşı; Okay vd., 2013) varlığı, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile Orta Pontidler' in kenetlenme döneminin Noriyen (Bozkurt vd., 2013a, b) olmadığını göstermektedir. Orta Pontidler' in temeli olarak atfedilen Karbonifer yaşlı granitik sokulumlarından tespit edilen 281-275 my (Rb-Sr muskovit-tüm kaya yaşları; Nzegge, 2008) ısınma yaşları, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin geç Sisuraliyen' de Orta Pontidler' e itildiğine işaret eder, ve İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne Permiyen öncesinde sokulan dayk sistemlerinden saptanan 281 my yaşlı (Şekil 4.49-50) tektono-termal yaşlar, bu itilmeyi destekler niteliktedir. Zonguldak birliğinin Proterozoyik yaşlı kayaçlarından elde edilen ~542-540 my yaşlı deformasyon (Rb-Sr biyotit yaşları; Chen vd., 2002) yaşlarının korunması, Orta Pontidler' in üstünde, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin olması ile izah edilebilir.

Özetle, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği ile Orta Pontidler' in geç Sisuraliyen döneminde kenetlenmesi sonrası, bu hat boyunca İpek Yolu yayının etkin olduğu anlaşılmaktadır. Bu yay boyunca, Tetis okyanusunun Rodop-Istranca Zonu+İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin altına dalmaya başlaması ile, Rodop-Istranca zonuna Permiyen yaşlı granitlerin (271-268 my Pb-Pb, U-Pb zirkon yaşları; Okay vd., 2001; Yılmaz-Şahin vd., 2014) ve İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne 268.2±2.4 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı $K40^0$-50^0D yönlü bazalt daykları, 262.0±1.4 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı $K75^0D$ yönlü granit daykları-silleri, 261.4±1.7 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı $K80^0B$ yönlü andezit daykları ve Orta Pontidler ile İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin tektonik dokanağına da 262 my yaşlı Kürek granitinin (U-Pb zirkon yaşı Okay vd., 2013) sokulduğu anlaşılmaktadır. Permo-Triyas' da, Rodop-Istranca zonuna (257-243 my, U-Pb zirkon yaşları; Sunal vd., 2006; Yılmaz-Şahin vd., 2014; Natal' in vd., 2016), ve İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne (257-255 my, U-Pb zirkon yaşları; Yılmaz-Şahin vd., 2014) riftleşme ile ilişkili granitlerin sokulması ile birlikte Permo-Triyas yaşlı havzaların açılmaya başladığı görülür (Aysal vd., 2017) ve İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ni kesen 252.7±3.4 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı $K80^0D$ yönlü andezit daykları, 250.5 ±1.4 my (U-Pb

zirkon yaşı) ile 248.7±1.1 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı K50^{0}D yönlü andezit daykları, İpek Yolu yayı boyunca açılan bu yay-ardı havzaların jeodinamiği ile ilişkili olduğu görülür (Şekil 5.8-9).

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin bir parçası olarak tanımlanan Çele meta-ofiyolitine sokulan 262 my yaşlı (U-Pb zirkon yaşı; Ustaömer vd., 2005) ve 258-256 my (U-Pb ve Pb-Pb zirkon yaşları; Bozkurt vd., 2013a) yaşlı daykların, Demirci para-gnayslarına sokulan 262 my yaşlı K75^{0}D yönlü granit daykları-sillerinden jeokimyasal olarak farklı olması (Şekil 4.94-C, 103) Çele meta-ofiyolitinin bu tektonik birliğin bir parçası olmadığına işaret eder. Permiyen yaşlı Çele ve Almacık ofiyolitleri yitim zonu-üstü ofiyolitleri olarak tanımlanır (Bozkurt vd., 2008; 2013a, b) ve Permiyen yaşlı Boğazköy meta-ofiyoliti de yitim zonu-üstü ofiyoliti olarak tanımlandığı kayıtlardan görülür (Topuz vd., 2018). Boğazköy meta-ofiyolitinin zamansal ve mekansal eş-değerinin Almacık meta-ofiyoliti olduğu da bilinmektedir (Topuz vd., 2018). O halde, Çele meta-ofiyoliti, Almacık-Boğazköy meta-ofiyolitleri gibi, Permiyen dönemindeki Tetis' in bir parçası olduğunu gösterir.

Sonuç olarak, İpek Yolu yayı boyunca yay-ardı havza tipinde açılan bu havzalar, Noriyen' de Karakaya okyanusal havza sistemlerinin Pontidler' e eklenmesi ile, Noriyen dönemi sırasında kapandığı anlaşılmaktadır. İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne, Ladiniyen öncesi sokulan dayk sistemlerinden tespit edilen Noriyen yaşlı tektono-termal yaşlar (Şekil 4.50-56) Noriyen' de bu havzaların kapandığının bir başka kanıtını oluşturur. Kısacası, bahsi geçen bu havzalar, İpek Yolu yayı boyunca Balkanlar' dan Sumatra' ya kadar açılan ve Noriyen' de Kimmer orojenezi ile kapanan Permo-Triyas yaşlı havza sistemlerinin (Burchfiel ve Nakov, 2015; Searle vd., 2012) bir parçası olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 5.8-9).

Pontid-İçi okyanusunun geç Jura döneminde İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin altına dalarak yitmeye başladığının referansı olarak tariflenen 158-135 my (Rb-Sr muskovit-biyotit ve Sm-Nd granat yaşı; Armutlu-Pamukova metamorfikleri; Akbayram, 2011; Akbayram vd., 2013, 2016) yeşilşist fasiyesindeki metamorfizma verisi, Rodop-Istranca zonunda geç Jura' da başlayan yüzeylenme tektoniğinin (Elmas vd., 2011) bir parçasını temsil etmektedir (Yiğitbaş vd., 1999, 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2001). Ayrıca, Armutlu-Pamukova metamorfiklerinde gözlenen Sapanca kompleksinden (Protolit yaşı yok; Akbayram vd., 2013) elde edilen 110 my (Rb-Sr biyotit yaşları; Akbayram vd., 2013, 2016) yaşlı amfibolit fasiyesi metamorfizması verisi ise Orta Pontidler' de gözlenen Domuzdağ kompleksinin (112-106 my, Ar-Ar muskovit yaşları; Okay vd., 2013) zamansal ve mekansal eş-değeri olduğu anlaşılmaktadır.

Kısacası, III. sistem dayklar olarak tanımlanan Permiyen dayk grubu, İpek Yolu yayının yay ile ilişkili dayk tiplerini ve Permo-Triyas yaşında olan dayk grubu da İpek Yolu yayı boyunca açılan Permo-Triyas yaşlı yay-ardı havzalarla bağlantılı olan dayk tipleridir. Bu dayklardan bulunan Noriyen tektono-termal yaş konakları bu yay-ardı havzaların kapandığını temsil eder.

5.5. IV. SİSTEM DAYKLARININ JEODİNAMİK ANLAMI

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne sokulan IV. sistem dayklarının tamamı rift ortamında oluştukları jeokimyasal özelliklerinden anlaşılmaktadır (Şekil 4.73; Şekil 4.97-99). IV. sistem daykları 193±27 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı $K40^0D$ yönlü bazalt daykları, 174.1±2.3 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı $K10^0D$ yönlü lamprofir daykları, 110.9±1.3 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı lamprofir daykları, 89.2±0.63 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı $K60^0D$ yönlü andezit daykları, 86. 5±1.90 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı D-B yönlü bazalt daykları, ve 72.2±0.50 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı $K70^0D$ yönlü andezit daykları, 67.0±0.8 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı $K85^0D$ yönlü bazalt daykları, 66.2±0.74 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı $K75^0D$ yönlü dasit daykları, 62.0±0.79 ve 59.2±0.57 (U-Pb zirkon yaşları) yaşlı $K80^0B$ yönlü bazaltik andezit daykları ve 50.5±0.63 my (U-Pb zirkon yaşı) yaşlı $K20^0B$ yönlü bazaltik andezit dayklarıdır.

İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ni kesen bu dayk sistemlerinin jeodinamik tarihçesinin, erken Kretase döneminde açıldığı iddia edilen Karadeniz ve Karadeniz ile ortak bir tarihçesi olduğu bilinen Hazar Denizi' ne (Rolland, 2017) ait olmalıdır. Şöyle ki: İran plakası olarak bilinen Albroz, Yazd-Tabas-Lut (Orta İran blokları), Sanandaj-Sirjan bloklarında riftleşme ile ilişkili sedimantasyonun, volkanizmanın ve magmatizmanın Resiyen -Hettanjiyen döneminde başladığı yazılı kayıtlardan bilinmektedir (Seyed-Emami vd., 2004, 2008; Fürsich vd., 2009; Ehteshami-Moinabadi, 2017). Kafkasya ve Kafkasya' nın doğu uzantısı Kırım' da riftleşme ile ilişkili sedimantasyonun ve volkanizma ile magmatizmanın Resiyen-Hettanjiyen dönemi sırasında başladığı da kayıtlardan bilinmektedir (Lordkipanidze vd., 1989; Adamia vd., 2015). Pontidler' de riftleşme ile ilişkili Kelkit formasyonunun (Koçyiğit ve Altıner, 2002) eş-değeri Bayırköy formasyonuna ait tabanının Resiyen yaşında olduğu bilinir (Kuru ve Aras, 1994).

Pontidler' in doğusunda Resiyen öncesi kayaçlara sokulan granitlerden (kristalizasyon yaşları yok) tespit edilen 211-209 my (K-Ar biyotit yaşları; Taner, 1977) termal yaşlarının, zamansal ve mekansal eş-değerinin İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne Ladiniyen öncesi sokulmuş dayk sistemlerinden elde edilen 206-182 my (Şekil 4.55-56, 14-16; 52-53, 27-2-8; 50-51, 32-

1/10/11) tektono-termal yaş konaklarının olması, Karadeniz ve Hazar Denizi' nin riftleşmeye başladığı Resiyen-Hettanjiyen sırasında, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin bu riftleşme alanı içinde olduğunu göstermektedir. Saptanan bu tektono-termal yaş konaklarının İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nde Bozkurt vd. (2013a,b)' ın veri tabanı ile örtüşmesi, Karadeniz ve Hazar Denizi' nin riftleşmeye başladığı Resiyen-Hettanjiyen sırasında, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin de bu riftleşme alanı içinde olduğunu göstermektedir.

Doger' e atfedilen Kimmer orojenezinin (Şengör, 1984; Ustaömer ve Robertson, 1993) aslında Noriyen döneminde gerçekleştiği bilinmektedir (Burchfiel ve Nakov, 2015; Searle vd., 2012). Doger döneminde Pontid-Kafkasya-İran hattına eklenen herhangi bir kıtasal blok olmadığı da bilinmektedir (Elmas ve Yiğitbaş, 2001; Okay vd., 2013; Topuz vd., 2013; Hassanzadeh ve Wernicke, 2016). Karadeniz ve Hazar Denizi' nin Doger' de riftleşmesine devam etmektedir.

Orta Pontidler' e geç Maastrihtiyen-erken Daniyen döneminde Kırşehir blokunun çarpmasına (Espurt vd., 2014) rağmen Karadeniz+Hazar Denizi' nin riftleşmesinde bir boşluk olmadığı, bu tektonik birliği kesen Maastrihtiyen, Selandiyen, Tanesiyen ve İpresiyen yaşlı riftleşme ile ilişkili dayk gruplarından anlaşılmaktadır. Karadeniz+ Hazar Denizi' nin riftleşmesini, farklı bir ifade ile denilirse, genişlemesini durduran ana nedenin orta Lütesiyen' de Menderes-Toros blokunun Pontid-Kafkasya-İran kuşağına kenetlenmesi (Şengör ve Yılmaz; 1981; Akbayram vd., 2016) ile ilişkili olduğu anlaşılmaktadır. İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' ne sokulan çarpışmayla ilişkili 45 my yaşlı (U-Pb zirkon yaşı; Jeoloji Y. Müh., İşbil, D., y. g.) riyolitik lavlar bu çarpışmayı desteklediği görülmektedir.

Özetle, Proto-Pontid-İçi yay-ardı rift havzalarının Noriyen döneminde Kimmer orojenezi ile kapanması sonrası, Resiyen-Hettanjiyen döneminde Karadeniz ve Hazar Denizi' nin yay-ardı havza olarak açıldığı ve Lütesiyen'de Menderes-Toros blokunun Pontid-Kafkasya-İran hattına çarpması sonucunda, bu iki büyük yay-ardı havzanın genişlemesinin durduğu anlaşılmaktadır.

Sonuç olarak, iki farklı parçadan oluştuğu ifade edilen İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği' nin tek parçadan oluşan bir Avalonya mikro-kıtasının parçası olduğu, Avalonya' da gözlenen ve saptanan tüm tektono-magmatik ve tektono-termal hadiselerin, bu tektonik birliğe sokulan dayk ve sillerden bulunan veriler temelinde, ortaya konulmuştur. Ayrıca, bu tektonik birlik içindeki tüm dayk ve sillerin tek evreli bir magmatizma ürünlerini temsil etmediği; aksine çok evreli tektono-magmatik tarihçenin olduğu ortaya çıkartılmıştır.

KAYNAKLAR

Abdülselamoğlu, M.Ş., 1959, Almacıkdağı ile Mudurnu ve Göynük Civarının Jeolojisi (Geology of Almacıdağı and Mudurnu-Gönük Region). İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri, 14 (in Turkish with English abstract).

Abdüsselamoğlu, Ş., 1963, İstanbul Boğazı doğusunda mostra veren Paleozoyik arazide stratigrafik ve paleontolojik yeni müşahedeler. MTA Dergi., 60, 1-6, Ankara.

Adamia, S.A., Chkhotua, T.G. et al. 2015, Tectonic setting of Georgia–Eastern Black Sea: a review. In: Sosson, M., Stephenson, R.A. & Adamia, S.A. (eds) Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society, London, Special Publications, 428, xx–yy, First published on November 4, 2015, https://doi.org/10.1144/SP428.6.

Ahrens, L. H., Cherry, R. D., and Erlank, A. J., 1967, Observations on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 2379-2387.

Akartuna, M., 1968, Armutlu yarımadasının Jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri (Tabii İlimler Kısmı), 20, 105 pp. (in Turkish with French abstract).

Akbayram, K., 2011, İstanbul ile Sakarya Zonları arasındaki Pontid-İçi kenedinin Armutlu Yarımadası dogusundaki evrimi [The geological evolution of the IntraPontide suture zone at the east of the Armutlu Peninsula: the boundary between Istanbul and Sakarya Zones, Northwest Turkey]. Unpublished PhD thesis in Turkish, Istanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, p. 286.

Akbayram, K., Okay, A.I., and Satır, M., 2013, Early Cretaceous closure of the Inta-Pontide Ocean in western Pontides (northwestern Turkey): Journal of Geodynamics, v. 65, p. 38–55, doi:10.1016/j.jog.2012.05.003.

Akbayram, K., Şengör, A. M. C. and Özcan, E., 2016, The evolution of the Intra-Pontide suture: Implications of the discovery of late Cretaceous-early Tertiary mélanges, The Geological Society of America, Special Paper 525, doi: 10.1130/2016.2525(18).

Akdoğan, R., Okay, A.I., Sunal, G., Tari, G., Meinhold, G. and Kylander-Clark, A.R.C. 2017, Provenance of a large Lower Cretaceous turbidite submarine fan complex on the active Laurasian margin: Central Pontides, northern Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 134, 309–329.

Akman, Ü., 1992, Amasra-Arıt arasının jeolojisi. Doktora tezi (yayınlanmamış), Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 209 s.

Aksay, A., Akbaş, B., Altun, İ., Bilginer, E., Duru, M., Gedik, İ. ve Pehlivan, Ş., 2002, 1:500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Zonguldak Paftası, MTA, Ankara.

Akyol, Z., Arpat, E., Erdoğan, B., Göğer, E., Güner, Y., Şaroğlu, F., Şentürk, L., Tütüncü, K. ve Uysal, Ş., 1974, 1/50.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Serisi, Zonguldak E29 a, E29 b, E29 c, E29 d, Kastamonu E30 a,E30 d. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları, Ankara.

Alişan, C. and Derman, A. S. 1995, The first palynological age, sedimentological and stratigraphic data for the Çakraz Group (Triassic), Western Black Sea. In *Geology of the Black Sea Region* (eds A. Erler, T. Ercan, E. Bingöl & S. Örçen), pp. 93–8. Proceedings of the International Symposium on the Geology of Black Sea Region. Ankara, Turkey: General Directorate of Mineral Research and Exploration.

Allegre C. J., Manhes G. and Göpel C., 1995, The age of the Earth. Geochim. Cosmochim. Acta 59, 1445–1456.

Anderson, E.M, 1936, The dynmaics of formation of cone sheets, ring-dykes and cauldron-subsidences. Proceedings of the Royal Soceity of Edinburg, 56, 206.

Arıç, C., 1955, İstanbul Paleozoyik arazisinde bulunan oolitli ve fosilli demir madeni. *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi* II (3-4): 67, 68.

Arpat E, Tütüncü, K., Uysal S., Göğer, E, 1978, Cambrian–Devonian sequence in the Safranbolu area. TJK 32. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri O ¨ zleri 30:1–14 (in Turkish).

Aydın, M., Serdar, H. S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O. ve Özçelik, Y., 1987, Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni. 30, 1, 1-14.

Aysal, N., Keskin, M., Peytcheva, I. ve Duru, O., 2017, İstanbul Zonunu kesen Mafik-Ortaç Dayk kompleksinin Jeokronolojisi, Jeokimyası, İzotop Sistematiği ve Batı Karadeniz' in

evrimi açısından önemi: Yılmaz, Y., editör, *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 138-140.

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M.N., Hann, H.P., Sabliovschi, V., 2009, The anatomy of a Gondwanan terrane: the Neoproterozoic–Ordovician basement of the pre-Alpine Sebes¸ – Lotru composite terrane (South Carpathians, Romania). Gondwana Res. 17, 561–572.

Ballintoni, I., Balica, C., Seghedi, A. and Ducea, M.N., 2010, Avalonian and Cadomian terranes in North Dobrogea, Romania. Precambrian Research, Vol. 182, No. 3, 217-229.

Barr, S.M., Dunning, G.R., Raeside, R.P., Jamieson, R.A., 1990, Contrasting U –Pb ages from plutons in the Bras d'Or and Mira terranes of Cape Breton Island, Nova Scotia. Can. J. Earth Sci. 27, 1200–1208.

Bedi, Y., Vasilev, E., Dabovski, C., Ergen, A., and Okuyucu, C.Z. 2013, New age data from the tectonostratigraphic units of the Istranca "Massif" in NW Turkey: a correlation with SE Bulgaria. Geologica Carpathica, 64(4): 255–277. doi:10.2478/geoca-2013-0019.

Bedi, Y., Ergen, A., Doğan, A., Tekin, U. K., Ivanova, D., Bozkurt, A., Tuncay, E., Okuyucu, C., Soycan, H. ve Göncüoğlu, M. C., 2013, Istranca Kristalen Kompleksi' nin Jura Örtüsünün Stratigrafisi ve Yeni Yaş Bulguları (KB Türkiye), 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara, ss. 82-83.

Bedi, Y., Doğan, A., Tekin, U., Aydın, A. ve Erdoğan, K., 2017, Istranca Kristalen Kompleksi' nin (Kuzeybatı Türkiye) Üst Kretase Stratigrafisi ve Güneydoğu Bulgaristan' daki İstifler ile Korelasyonu, 70. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara, ss. 638-639.

Bevier, M.L., Barr, S.M., White, C.E., Macdonald, A.S., 1993, U – Pb geochronologic constraints on the volcanic evolution of the Mira (Avalon) terrane, southeastern Cape Breton Island, Nova Scotia. Can. J. Earth Sci. 30, 1– 10.

Biberoğlu, S., 1982, Dolayoba-Kurtköy çevresinin jeolojisi. Bitirme Tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul (yayınlanmamış).

Biberoğlu, S., 1984, Yığılca (Bolu) güneydoğusunun jeolojisi. Yüksek Lisans Tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul (yayınlanmamış).

Blumenthal, M., M., 1948, Un apperçu de la Geologie des Chaines nordanatoliennes entre I' ova de Bolu et le Kızılırmak inferieur, Publications de I' Institut d' Etudes et de Recherches Minieres en Turquie, ss. 265.

Boncheva, I., Göncüoğlu, M. C., Leslie, S. A., Lakova, I., Sachanski, V., Saydam, G., Gedik, I., and Königshof, P., 2009, New conodont and palynological data from the Lower Paleozoic in Northern Çamdağ, NW Anatolia, Turkey. Acta Geologica Polonica, 59(2), 157–171.

Borkowska, M., Hameurt J. and Vidal P., 1980, Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. Acta Geol. Pol., 30: 121–46.

Boynton, W.V., 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.). Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, pp. 63±114.

Bozcu, M., 1992, *Gevye (Adapazarı ili) Sapanca dolayının jeolojik ve petrolojik incelenmesi* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.

Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Göncüoğlu, M.C., 2012a, Mineralogic evidences of a mid Paleozoic tectonothermal event in the Zonguldak terrane, NW Turkey: implications for the dynamics of some Gondwana-derived terranes during the closure of the Rheic Ocean. Can. J. Earth Sci. 49, 559–575.

Bozkaya, Ö., Yalçın, H. and Göncüoğlu, M.C., 2012b, Diagenetic and very low-grade metamorphic characteristics of the Paleozoic series of the İstanbul Terrane (NW Turkey). Swiss Journal of Geosciences 105(2):183-201.

Bozkaya, Ö., Yalçın, H. ve Göncüoğlu, C. M., 2014, İstanbul-Zonguldak Birliğinin Diyajenetik-Çok Düşük Dereceli Metamorfik Karakteristikleri ve Kökeni: Görür, N., editör, *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 173-183.

Bozkaya, Ö., Günal-Türkmenoğlu, A., Göncüoğlu, M.C., Ünlüce, Ö., Yilmaz, İ. Ö., Schroeder, P.A., 2016, Illitization of late devonian-early carboniferous K-bentonites from western pontides, NW Turkey: implications for their origin and age. Appl. Clay Sci. 134, 257–274.

Bozkurt, E., Winchester, J. A., Yiğitbaş, E. and Ottley, C. J. 2008, Proterozoic ophiolites and mafic-ultramafic complexes marginal to the İstanbul Block: an exotic zone of Avalonian affinity in NW Turkey. *Tectonophysics* 461, 240–51.

Bozkurt, E., Winchester, J.A., and Satir, M., 2013a, The Çele mafic complex: Evidence for Triassic collision between the Sakarya and İstanbul Zones, NW Turkey: Tectonophysics, v. 595–596, p. 198–214, doi:10.1016/j.tecto.2012.11.005.

Bozkurt, E., Winchester, J.A., Satır, M., Crowley, Q.G., Ottley, C.J., 2013b, The Almacık maficultramafic complex: exhumed Sakarya subcrustal mantle adjacent to the İstanbul Zone, NW Turkey. Geological Magazine 150, 254–282.

Burchfiel, B.C., and Nakov, R., 2015, The multiply deformed foreland fold-thrust belt of the Balkan orogen, northern Bulgaria: Geosphere, v. 11(2), p. 463–490. 10.1130/ GES01020.1.

Cawood, P. A., Nemchin, A. A., 2001, Paleogeographic development of the east Laurentian margin: constraints from UPb dating of detrital zircons in the Newfoundland Appalachians. Geol Soc Am Bull 113:1234-1246.

Cerit, O., 1990, Bolu Masifinin Jeolojik ve Tektonik İncelemesi (Geologic and Tectonic Investigation of Bolu Massif). PhD Thesis, Hacettepe University (in Turkish with English abstract, unpublished).

Chen, F., Siebel, W., Satır, M., Terzioğlu, N., and Saka, K., 2002, Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the İstanbul Zone: International Journal of Earth Sciences, v. 91, p. 469–481, doi:10.1007/s00531 -001-0239-6.

Cocks, L.R.M., Fortey, R.A., 2009, Avalonia—a long-lived terrane in the Lower Palaeozoic? Geological Society of London. Special Publication 325, 141–154.

Colman-Sadd, S. P., Dunning, G. R. and Dec, T., 1992, DunnageGander relationships and Ordovician orogeny in central Newfoundland: a sediment provenance and U/Pb age study. Amtrican Journal of Scitnct 292, 317-355.

Cox, J.C., Ross S. A. and Rubenstein M., 1979, Option pricing: A simplified apprq-:h. J. Fin. Econom. 7 229-263.

Crowley, Q.G., Floyd, P.A., Winchester, J.A., Franke, W., Holland, J.G., 2000, Early Palaeozoic rift-related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican terrane assemblage. Terra Nova 12, 171–180.

Çoban, F., 1988, Akçakoca (Bolu, Akçakoca-Belen, Zonguldak) Arasındaki Bölgenin Jeolojisi, İstanbul Ünv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, C. 6, S.1-2, Y. 1987/1988 (152-163).

Danišík, M., R. F. Sachsenhofer, V. A. Privalov, E. A. Panova, W. Frisch, and C. Spiegel, 2008, Low- temperature thermal evolution of the Azov Massif (Ukrainian Shield–Ukraine) — Implications for interpreting (U–Th)/He and fission track ages from cratons, Tectonophysics, 456, 171–179.

Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., Rickards, R.B., Bultynck, P., and Bozdoğan, N, 1997, Lower Palaeozoic stratigraphy, Karadere-Zirze area, central Pontides, northern Turkey. In *Early Paleozoic evolution in N W Gondwana* (eds M. C. Göncüoglu and A. S. Derman), pp. 32-6. Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication no. 3.

Dean, W.T., Monod, O., Rickards, R.B., Demir, O., and Bultynck, P., 2000, Lower Palaeozoic stratigraphy and palaeontology, Karadere-Zirze area, Pontus Mountains, northern Turkey: Geological Magazine, v. 137, p. 555–582, doi:10.1017/S0016756800004635.

Derman, A. S. ve Özçelik, Y., 1993, Batı Karadeniz Bölgesi' ndeki Paleozoik birimlerin stratigrafisi, sedimantolojik özellikleri ve yörenin muhtemel paleocoğrafik evrimi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 2-5 Eylül 1991, Ankara, 11-20.

Derman, A., S., 1997, Sedimentary Characteristics of Early Paleozoic Rocks in the Western Black Sea Region, Turkey, In *Early Paleozoic evolution in N W Gondwana* (eds M. C. Göncüoglu and A. S. Derman), pp. 24-32. Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication no. 3.

Dickin, A.P., 2005, Radiogenic Isotope Geology 2nd ed. Cambridge: *Cambridge University Press*. pp. 101.

Doig, R., Murphy, J.B., Nance, R.D., 1991, U–Pb geochronology of Late Proterozoic rocks of the eastern Cobequid Highlands, Avalon Composite Terrane, Nova Scotia. Can. J. Earth Sci. 28, 504–511.

Dunning, G.R., O'Brien, S. J., Colman - Sadd, S .P., Blackwood, R.F., Dickson, W.L., O'Neill, P.P., and Krogh, T.E. 1990, Silurian orogeny in the Newfoundland Appalachians. Journal of Geology, 98: 895 -913.

Elmas, A., and Yiğitbaş, E., 2001, Ophiolite emplacement by strike-slip tectonics between the Pontide Zone and the Sakarya Zone in northwestern Anatolia, Turkey: International Journal of Earth Sciences, v. 90, p. 257–269, doi:10.1007/s005310000129.

Elmas, A., and Yiğitbaş, E., 2005, Comment on Tectonic evolution of the IntraPontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey, by Robertson and Ustaömer: Tectonophysics, v. 405, p. 213–221, doi:10.1016/j.tecto.2005.05.007.

Ehteshami-Moinabadi, M. 2017, Post-Triassic normal faulting and extensional structures in Central Alborz, Northern Iran. Geopersia 7 (1), 85–102.

Espurt, N., Hippolyte, J.-C., Kaymakci, N., Sangu, E., 2014, Lithospheric structural control on inversion of the southern margin of the Black Sea Basin, Central Pontides, Turkey. Lithosphere 6, 26–34.

Erendil, M., Aksay, A., Kuşcu, İ., Oral, A., Tunay, G., Temren, A., 1991, Bolu Masifi ve Çevresinin Jeolojisi (Geology of Bolu Massif and its Surroundings). Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey Report no. 9425 (in Turkish).

Fokin P. A., Nikishin A. M. and Ziegler P. A., 2001, Peri-Uralian and Peri-Palaeo-Tethyan Rift systems of the East European Craton. In: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins (eds. P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson and S. Crasquin-Soleau). Peri-Tethys Mem., 6, Mém. Mus. Nat. Hist. Natur., 186: 347–368.

Fraser, G, Ellis, D., Eggins, S., 1997, Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. Geology 25:607-610.

Friedl, G., Finger, F., McNaughton, N. J. and Fletcher, I. R., 2000, Deducing theancestry of terranes: SHRIMP evidence for South Americaderived Gondwana fragments in central Europe. Geology 28(11):1035–1038.

Friedl, G., Finger, F., Paquette, J. L., von Quadt, A., McNaughton, N. J, Fletcher, I. R, 2004, Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U–Pb zircon ages. Int J Earth Sci 93:802–823.

Fürsich, F. T., M. Wilmsen, K. Seyed-Emami, and M. R. Majidifard, 2009, Lithostratigraphy of the Upper Triassic– Middle Jurassic Shemshak Group of northern Iran, Geol. Soc. Spec. Publ., 312(1), 129–160, doi:10.1144/SP312.6.

Gaab A., Poller U., Todt W., Janák M., 2003, Geochemical and isotopic characteristics of the Murán Gneiss Complex, Veporic Unit (Slovakia). Journal of the Czech Geological Society 48(1-2) 52.

Gand, G., Tüysüz, O. et al. 2011, New Permian tetrapod footprints and macroflora from Turkey (Çakraz Formation, northwestern Anatolia): biostratigraphic and palaeoenvironmental implications. Comptes Rendus Palevol, 10, 617–625.

Gawęda A. and Golonka J., 2011, Variscan plate dynamics in the Circum-Carpathians area. Geodin Acta 23: 141–155

Gedik, İ ve Aksay, A., 2002, 1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Zonguldak-E29 paftası, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

Gedik, İ. and Önalan, M., 2001, New observations on the Paleozoic stratigraphy of Camdağ (Sakarya Province). Istanbul University Yerbilimleri, 14, 61–76.

Gedik, İ., Pehlivan, Ş., Timur, D., Altun, İ, Akbaş, B., Özcan, İ. and Alan, İ., 2005, *Kocaeli Yarımadası'nın Jeolojisi [Geology of Kocaeli Peninsula]*. Mineral Research and Exploration Institue (MTA) of Turkey Report no. 10774 (in Turkish, unpublished).

Golonka, J. and Gaweda, A., 2012, Plate tectonic evolution of the southern margin of Laurussia in the Paleozoic, in: Tectonics – Recent advances, edited by: Sharkov, E., 261–282, InTech.

Göncüoğlu, M. C., Erendil, M., Tekeli, O., Aksay, A., Kuşçu, İ., ve Ürgün, B. M., 1987, Geology of the Armutlu peninsula (Excursion Guidebook for the IGCP project No. 5).

Göncüoğlu, M. C., Erendil, M., Tekeli, O., Aksay, A., Kuşçu, İ., ve Ürgün, B. M., 1992, Introduction to the geology of the Armutlu peninsula (In "A geotraverse across Tethyan suture zones in NW Anatolia" excursion guidebook).

Göncüoğlu, M. C., 1997, Distribution of lower Paleozoic rocks in the Alpine terranes of Turkey. In: M. C. Göncüoğlu & A. S. Derman (Eds.), Early Paleozoic in NW Gondwana (pp. 13–23), Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication, 3.

Göncüoğlu, M. C., Dirik, K. and Kozlu, H., 1997, General characteristics of pre-alpine and Alpine Terranes in Turkey: explanatory notes to the terrane map of Turkey. Annales Ge´ologique de Pays Hellenique, 37, 515–536.

Göncüoğlu , M. C. and Kozlu, H. 2000, Early Paleozoic evolution of the NW Gondwanaland: data from southern Turkey and surrounding regions. *Gondwana Research* 3, 315–23.

Göncüoğlu, M. C., Boncheva, I., and Göncüoğlu, Y., 2004, First discovery of Middle Tournasian conodonts in the Griotte-type nodular pelagic limestones, Istanbul area, NW Turkey. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 110, 431–439.

Göncüoğlu, M. C., 2010, Introduction to the Geology of Turkey: Geodynamic evolution of the pre-Alpine and Alpine terranes. General Directorate of Mineral Research Exploration, Monography Series, 5, 1–66 (ISBN 978-605-4075-74).

Göncüoğlu, M. C., Sachanski, V., Gutierrez-Marco, J. C. and Okuyucu, C., 2014, Ordovician graptolites from the basal part of the Palaeozoic transgressive sequence in the Karadere area, Zonguldak Terrane, NW Turkey. *Estonian Journal of Earth Sciences* 63, 227– 32.

Görmüş, S., 1982, Yığılca (Bolu KB) yöresinin stratigrafisi. Yerbilimleri, 9, 91-110.

Görür, N. 1988: Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics* 147, 247–262.

Görür, N., Tüysüz, O., Aykol, A., Sakınç, M., Yiğitbaş, E. & Akkök, R. 1993, Cretaceous red pelagic carbonates of northern Turkey: their place in the opening history of the Black Sea. *Eclogea Geologica Helvetica* 86, 819–838.

Görür, N., Monod, O., Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Sakınç, M., and Akkök, R., 1997, Palaeogeographic and tectonic position of the Carboniferous rocks of the western Pontides (Turkey) in the frame of the Variscan belt: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 168, p. 197–205.

Gutsuz, P., 2008, Başıbüyük (Maltepe)-Kurfalı (Kartal) civarında İstanbul Paleozoyik istifinin yapısal özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul (yayınlamamış).

Hass, W. 1968, Das Alt-Paläozoikum von Bithynien (Nordwest Türkei). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 131: 178-242.

Hamdi, B., 1975, Lower Devonian conodonts from the Karadere section, Turkey. *Geological Survey o f Iran, Report* 32, 19 33.

Hassanzadeh, J., Wernicke, B., 2016, The Neotethyan Sanadaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. Tectonics, 35, 586-621, doi: 10.1002/2015TC00 3926.

Harris, N. B. W., Pearce, J.A. and Tindle, A. G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Royal Society of London Meeting on Collision Tectonics, London, April, 20.

Harris, N. B. W., Pearce, J.A. and Tindle, A. G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In M. P. Coward and A. C. Ries (Eds) Collision Tectonics, Geological Society of London Special Publication No.19, 67-81.

Havlicek, V. and Vanek, J., 1966, The biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia. Sbornik Geologického ved, Palaeontologie 8, 7–69.

Haydoutov, I., 1995, Pan-African structures along the south European suture zone. In: Erler A, Ercan T, Bingöl E, Örçen S (eds) Geology of the Black Sea region. Mineral Research and Exploration Institute, Ankara, pp 3–10.

Hills, E.S., 1963, Elements of structural geology. Methuen ve Co Ltd., Londra, 481s.

Hoskin, P. W. O., Kinny, P. D, Wyborn, D., Chappell, B. W., 2000, Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. J Petrol 41:1365-1396.

Ilnicki, S., Szczepanski, J. and Pin, C., 2013, From back-arc to rifted margin: Geochemical and Nd isotopic records in Neoproterozoic?–Cambrian metabasites of the Bystrzyckie and Orlickie Mountains (Sudetes, SW Poland). *Gondwana Research*, 23: 1104–1121.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical calssification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8, 523-548.

Janák, M., Finger, F., Plašienka, D., Petrik, I., Humer, B., Meres, S. & Luptak, B., 2002, Variscan high P-T recrystallization of Ordovician granitoids in Veporic Unit (Nizke Tatry Mountains, Western Carpathians): new petrological and geochronological data. *Geolines*, Vol. 14, 38-39.

Johnson, R.B., 1961, Patterns and orgin of radial dike swarms assciated with West Spanish peak and Dike Mountain, south –central Colorada. Bull. Geol. Soc. Am., 72, 579-590.

Johnston J. D., Tait J. A., Oliver G. J. H. and Murphy J. C., 1994, Evidence for a Caledonian orogeny in Poland. Transact. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sc., 85: 131–142.

Johnstone, G.S., 1966, Brtish Regional Geology: The Grampian Highlands. Natural Environmental Research Council, Institute of Geological Sciences, Edinburgh, 107s.

Kaya, O., 1969, Karbon bei Istanbul. N. *Jb. Geol. Paleont. Mh*. No:3, 160-173
Kaya, O., 1971, İstanbul'un Karbonifer stratigrafisi. *TJK Bülteni*, 14/2, 143-201.

Kaya, O., 1973. Paleozoic of İstanbul. *Ege Ün. Fen Fak. Serisi*, no: 40.

Kaya, O., 1977, Gemlik-Orhangazi alanının Paleozoik temel yapısına yaklaşım. *Yerbilimleri*, 3, 115-128.

Keskin, M. Ustaömer, T. ve Yeniyol, M., 2003, İstanbul kuzeyindeki Üst Kretase volkanojenik istifinin magmatik evrimi ve jeodinamik ortamı: Örgün, Y. ve Şahin, S. Y., editörler, *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 23-35.

Keskin, M. Ustaömer, T. ve Yeniyol, M., 2010, İstanbul kuzeyindeki Üst Kretase volkanojenik istifinin magmatik evrimi ve jeodinamik ortamı: Örgün, Y. ve Şahin, S. Y., editörler, *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 130-180.

Ketin, İ., 1966, Anadolu' nun Tektonik Birlikleri (Tectonic Units of Anatolian Asia Minor): Maden Tetkik Arama Enstitüsü Yayını, Ankara, 66:20-34.

Kipman, E., 1974, Sakarya Çamdağ (Kestanepınar-Yassigeçit köyleri arası) deniz çökeltisi demir cevherinin jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri, 25, 72 s.

Koçyiğit, A., Altıner, D., 2002, Tectonostratigraphic evolution of the North Anatolian Paleorift (NAPR): Hettangian–Aptian passive continental margin of the NeoTethys, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 11, 169–191.

Kohut M., Poller U., Gurk Ch., Todt W., 2008, Geochemistry and U-Pb detrital zircon ages of metasedimentary rocks of the Lower Unit, Western Tatra Mountains (Slovakia). Acta Geologica Polonica 58. 371-384.

Kossmat F., 1927, Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. ABH Sächsischen Geol. Landesamts, 1: 1–39.

Kozur, H. and Göncüoğlu , M.C. 2000, Mean features of the pre-Variscan development in Turkey. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica* 42, 459–64.

Königshof P., Da Silva A.C., Suttner T.J., Kido E., Waters J., Carmichael S.K., Jansen U., Pas D., ve Spassov S., 2016, Shallow water facies setting around the Kacak Event— a multidisziplinary approach. In R. T. Becker, P. Königshof, C. E. Brett (Eds.), Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events. Geological Society London, Special Publication 423. doi: 10.1144/sp423.4.

Kröner A., Hegner E., Hammer J., Haase G., Bielickl K. H., Krauss M. and Eidam J., 1994, Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatiann granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. Geol. Rundsch., 83: 375–376.

Kröner A. and Hegner E., 1998, Geochemistry, single zircon ages and Sm-Nd systematics of granitoid rocks from the Góry Sowie (Owl Mts, Polish West Sudetes): evidence for early Palaeozoic arc-related plutonism. J. Geol. Soc., London, 155: 711–724.

Kröner A., Jaeckel P., Hegner E. and Opletalm, 2001, Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše and Orlice-Snìnik Complex). Int. J. Earth Sc., 90: 304–324.

Kuru, F., Aras, M. 1994, Bayırköy Formasyonu'nun Nannoplankton Biyostratigrafisi ve Sedimentolojisi. Türkiye 10. Petrol Kongresi ve Serisi Bildiriler Kitabı, 78-90, Ankara.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical calssification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27, 745-750.

Liati, A., Gebauer, D., 1999, Constraining the prograde and retrograde *P-T-t* path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. Contrib Mineral Petrol 135:340-354.

Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K. and Tonk, C., 2004, West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U–Pb–SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. Int J Earth Sci 93:683–705.

Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K., Buschmann, B., 2007, The continuum between Cadomian Orogenesis and opening of the Rheic Ocean: constraints from LA-ICP–MS U–Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, NE Bohemian massif, Germany). In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. Geol. Soc. America Spec. Paper, vol. 423, pp. 61–96.

Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T.E., Drost, K., Gerdes, A., 2008, The Cadomian orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diacrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). Tectonophysics 461:21–43.

Linnemann, U., Herbosch, A., Liégeois, J.-P., Pin, C., Gärtner, A., Hofmann, A., 2012, The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: a review with new zircon ages, geochemistry, Sm–Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. EarthScience Reviews 112, 126–154.

Lipin B. R. and McKay G. A., eds., 1989, Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements; Rev. Mineral 21.

Lom N., Ülgen S. C., Sakınç M. and Şengör A. M. C. 2016, Geology and stratigraphy of Istanbul region, *in* Sen S. (ed.), Late Miocene mammal locality of Küçükçekmece, European Turkey. *Geodiversitas* 38 (2): 175-195. http://dx.doi.org/10.5252/g2016n2a3

Lordkipanidze, M., Meliksetian, B. and Djerbashian, R. 1988, Mesozoic–Cenozoic magmatic evolution of the Pontian–Crimean–Caucasian region. Me´moire de la Socie´te´ Ge´ologique de France, 154, 103– 124.

Mason, J. and Moore, L. C., 1982, a new way of investigating tubuloglomerular feedback: The closed-loop mode, Kidney Int. Suppl., Aug; 12:151-6

Marinoni, L.M. 2000, Crustal extension fromsheet intrusions: review and methodproposal Journal of Volcanology and Geothermal Research, 107, 27-46.

Mazur, S., J. Szczepański, K. Turniak, and N. McNaughton, 2012, Location of the Rheic suture in the eastern Bohemian Massif: Evidence from detrital zircon data, Terra Nova, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01053.x.

McCann, T., Saintot, A., Chalot-Prat, F., Kitchka, A., Fokin, P., Alekseev, and EUROPROBE-INTAS Research Team, 2003, Evolution of the southern margin of the Donbas (Ukraine) from Devonian to early Carboniferous times, in: T. McCann and A. Saintot, (Eds.), Tracing Tectonic Deformation Using The Sedimentary Record. Geol. Soc. London, Spec. Pub. 208, 117-135.

Mescede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiits with Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology 56, 207-263.

Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H. W., Hochard, C., Rosselet, , F. and Stampfli, G. M, 2008, A new classification of the Turkish zones and its implication for paleotectonic history of the region. *Tectonophysics* 451, 7–39.

Murphy J. B, Nance R. D, 1991, Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. Geology 19:469–472.

Murphy, J. B., Fernandez-Suarez, J., Keppie, J. D., Jeffries, T.E., 2004a, Contiguous rather than discrete Paleozoic histories for the Avalon and Meguma terranes based on detrital zircon data Geology 32(7):585–588.

Murphy, J. B., Fernandez-Suarez, J., Jeffries, T. E., Strachan, T. A., 2004b, U–Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from Cambrian clastic rocks in Avalonia: erosion of a Neoproterozoic arc along the northern Gondwana margin. J Geol Soc Lond 161:243–254.

Murphy, J. B., Fernandez-Suarez, J., Jeffries, T. E., 2004c, Lithogeochemical and Sm–Nd and U–Pb data from the Silurian-Lower Devonian Arisaig Group clastic rocks, Avalon terrane, Nova Scotia: a record of terrane accretion in the Appalachian Caledonide orogen. Geol Soc Am Bull 116(9/10):1183–1201.

Murphy, J. B., Nance, R. D., Keppie, J. D. and Dostal, J, 2018, Role of Avalonia in the development of tectonic paradigms, Geological Society, London, Special Publications, 470, 23 March 2018, https://doi.org/10.1144/SP470.12.

Nance, R.D., Murphy, J.B., Keppie, J.D., 2002, A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. Tectonophysics 352, 11–31.

Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N. ve Petrov, E. 2015, The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. Marine and Petroleum Geology, 59, 638–655.

Nance, R. D. and Murphy, J. B., 1996, Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian–Cadomian and related terranes in the circum-North Atlantic. Geol Soc Am Spec Pub 304:333–346.

Nance, R.D., Murphy, J.B. et al., 2008, Neoproterozoic– early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections. In: ENNIH, N. & LIÉGEOIS, J.-P. (eds) The Boundaries of the West African Craton. Geological Society London, Special Publications, 297, 345–383, https://doi.org/ 10.1144/SP297.17.

Narkiewicz, M., 1988, Turning points in sedimentary development in the Late Devonian in southern Poland. In: Devonian of the World (eds. N. J. McMillan, A. F. Embry and D. J. Glass). Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., 14 (2): 619–635.

Narkiewicz, M., Jarosiñski, M., Krzywiec, P. and Waksmudzka, M., 2007, Re gional con trols on the Lublin ba sin de vel op ment and in ver sion in the De vo nian and Car bon if er ous. (In Pol ish, Eng - lish sum mary). Biuletyn Pañstwowego Instytutu Geologicznego, 422: 19–34.

Natal'in, B.A., and Şengör, A.M.C. 2005, Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure. Tectonophysics, 404(3–4): 175–202. doi:10.1016/j.tecto.2005.04.011.

Natal'in, B., Sunal, G., Satır, M., and Toraman, E. 2012, Tectonics of the Strandja Massif, NW Turkey: History of a Long-Lived Arc at the Northern Margin of Palaeo-Tethys. Turkish Journal of Earth Sciences, 21: 755–798

Natal'in, B. A., Sunal, G., Gün, E., Wang, B., and Zhiqing, Y., 2016, Precambrian to Early Cretaceous rocks of the Strandja Massif (northwestern Turkey): Evolution of a long lasting magmatic arc. Canadian Journal of Earth Sciences, 53(11), 1312–1335.

Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N. and Petrov, E. 2015, The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. Marine and Petroleum Geology, 59, 638–655.

Noble, S.R., Tucker, R.D., Pharaoh, T.C., 1993, Lower Paleozoic and Precambrian igneous rocks from eastern England, and their bearing on Late Ordovician closure of the Tornquist Sea: constraints from U–Pb and Nd isotopes. Geol. Mag. 130, 835–846.

Nzegge, O.M. 2008, Petrogenesis and geochronology of the Deliklitas, Sivrikaya and Devrekani granitoids¸ and basement, Kastamonu belt – Central Pontides (NW Turkey): evidence for Late Palaeozoic-Mesozoic plutonism and geodynamic interpretation. PhD thesis, University of Tübingen, Tübingen, Germany.

Okay, A. I., 1989, Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. A. M. C., Şengör (Ed), Tectonic evolution of the Tethyan region: Nato Advanced Science Institute (ASI) Series, C 259:109-116.

Okay, A.I., Şengör, A.M.C., and Görür, N., 1994, Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions: Geology, v. 22, p. 267–270, doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2

Okay, A.I., and Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey, *in* Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., and Séranne, M., eds., The Mediterranean Basin: Tertiary Extension within the Alpine Orogen: Geological Society, London, Special Publication 156, p. 475–515.

Okay AI, Satir M, Tüysüz O, Akyüz S, Chen F., 2001, The tectonics of the Strandja Massif: variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. Int J Earth Sci 90:217–233.

Okay, A.I. and Göncüoğlu, M.C. 2004, Karakaya Complex: a review of data and concepts. Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 77–95.

Okay, A. I., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q. C. and Shang, C. K. 2008. Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics* 461, 252–64.

Okay, N., Zack, T., Okay, A.I., and Barth, M., 2011, Sinistral transport along the Trans-European Suture Zone: Detrital zircon-rutile geochronology and sandstone petrography from the Carboniferous flysch of the Pontides: Geological Magazine, v. 148, p. 380–403. doi:10.1017/S0016756810000804.

Okay, A.I., Sunal, G., Sherlock, S., Altıner, D., Tüysüz, O., Kylander-Clark, A.R.C. and Aygül, M. 2013, Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the southern active margin of Eurasia: Central Pontides, Turkey. Tectonics, 32, 1247–1271.

Okay, A.I., Altıner, D. and Kılıç, A.M. 2015, Triassic limestone, turbidites and serpentinite–the Cimmeride orogeny in the Central Pontides. Geological Magazine, 152, 460–479.

Okay, A.I. and Nikishin, A.M. 2015, Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. International Geology Review, 57, 1051–1076.

Okay, A.I. and Topuz, G. 2017, Variscan orogeny in the Black Sea region. International Journal of Earth Sciences, 106, 569–592.

Okay, A. I., Altıner, D., Sunal, G., Aygül, M., Akdoğan, R., Altıner, S. and Simmons, M., 2017, Geological evolution of the Central Pontides, Simmons, M. D., Tari, G. C. & Okay, Y, A. I. (eds) Petroleum Geology of the Black Sea. Geological Society, London, Special Publications, 464, https://doi.org/10.1144/SP464.3.

Oliver, G.J.H., Corfu, F., Krogh, T.E., 1993, U–Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. J. Geol. Soc. (Lond.) 150, 355-369.

Okuyucu, C., Dimitrova, K. T., Göncüoğlu, M. C., Gedik, İ., 2017, Late Permian (Tatarian) fluvio-lacustrine successions in NWAnatolia (Zonguldak Terrane, Turkey): palaeogeographic implications, *Geol. Mag.* 154 (*5*), *2017, pp. 1073–1087.* c *Cambridge University Press 2016* 1073 doi:10.1017/S0016756816000674.

Oczlon, M. S., Seghedi, A., Carrigan, C. W., 2007, Avalonian and Baltican terranes in the Moesian Platform (Southern Europe, Romania/Bulgaria) in the context of Caledonia terranes west of the TransEuropean Suture Zone. Geol Soc Am Spec Publ 423:375–401.

O'Brien, S.J., O'Brien, B.H., Dunning, G.R., Tucker, R.D., 1996, Late Neoproterozoic Avalonian and related peri-Gondwawanan Terranes of the Circum-North Atlantic. Geol. Soc. Am.Spec. Pap., vol. 304, pp. 9–28.

O'Brien, S.J.and King, A.F. 2005, Late Neoproterozoic (Ediacaran) stratigraphy of Avalon Zone sedimentary rocks, Bonavista Peninsula, Newfoundland. Current Research, Government of Newfoundland and Labrador, Department of Mines and Energy, Geological Survey, 06-1, 101–114.

Önalan, M. 1981, *Pendik Bölgesi ile Adaların Jeolojisi ve Sedimenter Özellikleri* [*Geology and Sedimentary Characteristics of Pendik Region and Islands*]. Dissertation Tesis, İstanbul Üniversitesi (in Turkish, unpublished).

Önder, F. ve Göncüoğlu, M. C. 1989, Armutlu yarımadasında (Batı Pontidler) Üst Triyas konodontları. *MTA Dergisi*, 109, 147-152.

Öztunalı, Ö. und Satır, M. 1975, Rubidium-Strontium Altersbestimmungen an Tiefengesteien aus Çavuşbaşı (İstanbul). İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, 40, 1-8.

Özbey, Z. 2010. *Petrology and structural evolution of magmatic and metamorphic rocks of the Pontide–Anatolide collision zone, Dursunbey, NW Turkey*. PhD thesis, İstanbul University.

Özgörüş, Z. ve Okay, A. İ., 2005, İstanbul bölgesindeki andezitik daykların konumları: Kretase'de gerilme dağılımına bir yaklaşım: Maden Tetkik ve Arama Dergisi (Türkçe Baskı), sayı 130, s. 17-27.

Özgül, N. 2012, Stratigraphy and some structural features of the İstanbul Paleozoic. *Turkish Journal of Earth Sciences* 21: 817-866.

Paeckelman, W., 1925, Beitrage zur Kenntnis der Devons am Bosporus, Ġnsbesondere in Bithynien. Abh. Preussische Geol Lande-sanstalt N. F., 98, 150.

Parsons, W.H. 1939, Voicanic centers of the Sunlight area, Park County, Wyoming. Journal of Geology, 47, 1-26.

Paeckelman, W., 1938, Neue Beitrage zur Kenntnis der Geologs, Palaeonto-logie und Petrographie der umgegend von Konstantinopel: Abh d. PreussGeol. Lands. 186, 1-202.

Pana, D., Ballintoni, I., Heaman, L. and Creaser R., 2002, The U-Pb and Sm-Nd dating of the main lithotectonic assemblages of the East Carpathians, Romania. *Geologica Carpathica*, Vol. 53, 177-180.

Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, Earth and Planetary Science Letters, 19, 290-300.

Pearce, J. A., 1996, A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.

Pearce, J.A., 1982, Trace Element Charecteristics of Lavas from destructive plate boundaries, In: Thorpe, R.S. (edt.), Andesites, Wiley, Chichester, 525 – 548.

Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in Hawkesworth, C.J., and Norry, M.J., eds., *Continental basalts and mantle xenolites: Nantwich, Shiva*, p. 230–249.

Pearce, J.A., Harris, B.W. and Tindle, A.G. 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.

Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, G.J., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (44): 189-229.

Pearce, J.A., Stern., R.J., Bloomer, H.S., Fryer, P., 2005, Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem (3G)*, (6): 1-27.

Pecerillo, A. and Taylor, S.R. 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

Penck, W., 1919, *Grudzüge der Geologie des Bosporus*: Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde an der Universität Berlin, neue Folge A. Geographisch-naturwissenschaftliche Reihe Heft 4, 71 ss+1 levha.

Peytcheva, I., von Quadt, A., Georgiev, S., Stoykov, S., 2015, Improved U/Pb dating of CA treated zircons from northern parts of Central Srednogorie for accurate geological interpretation, Bulgarian Geological Soceiety, National Conference with international participation "GEOSCIENCES 2015", pp. 73-74.

Pisarevsky, S.A., Bylund, G., 2010, Paleomagnetism of 1780–1770 Ma mafic and composite intrusions of Smaland (Sweden): implications for the Mesoproterozoic supercontinent. American Journal of Science 310, 1168–1186.

Plank, T., Langmuir, C. H., 1998, The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, (145): 325– 394.

Pollard, D.D 1987, Etementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. Halis, H.C and Fahrig, W.F (ed). Mafic dyke Swarms da. Geological Association of Canada Speacial Publication, 5-24.

Pollock, J.C., Hibbard, J.P., and Sylvester, P.J. 2009, Early Ordovician rifting of Avalonia and birth of the Rheic Ocean: U–Pb detrital zircon constraints from Newfoundland. Journal of the Geological Society, 166(3): 501–515. doi:10.1144/0016-76492008-088.

Ramos VA, Escayola M, Leal P, Pimentel MM, Santos JOS, 2015, The late stages of the Pampean Orogeny, Cordoba (Argentina): evidence of postcollisional early Cambrian slab break-off magmatism. J S Am Earth Sci 64:351–364.

Ramsay, J.G and Lisley, R.J. 2000, The Techniques of modern strucural geology. Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology. Academic Press, London, 3, 360s.

Richey, J.E. 1939, The dykes of Scotland. Trans. Edin. Geol. Soc, 13, 393s.

Roberts, B. and Merriman, R. J., 1990, Cambrian and Ordovician metabentonites and their relevance to the origins of assoctiated mudrocks in the northern sector of the Lower Paleozoic Welsh marginal basin. GEO MAG 127, 31-43.

Robertson, A.H.F., and Ustaömer, T., 2004, Tectonic evolution of the IntraPontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey: Tectonophysics, v. 381, p. 175–209, doi:10.1016/j.tecto.2002.06.002.

Rollinson, H., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman Group UK Limited, ISBN 0 582 06701 4.

Rolland, Y. 2017, Caucasus collisional history: review of data from East Anatolia to West Iran. Gondwana Research, 49, 130–146.

Rubatto, D., Gebauer, D., Compagnoni, R., 1999, Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo zone (Western Alps). Earth Planet Sci Lett 167:141-158.

Rubatto, D., Hermann, J., 2003, Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones. Geochimica et Cosmochimica Acta 67, 2173–2187.

Rutherford, M, Banks, C, Hirst, J. P. P. and Robinson, A. G., 1992, The Mesozoic biostratigraphy of the Pontides. BP Exploration Report.

Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Miller, B.V., and Hamilton, M.A., 2005, Neoproterozoic palaeogeography of the Cadomia and Avalon terranes: Constraints from detrital zircon U-Pb ages: Journal of the Geological Society, London, v. 162, p. 65–71. doi:10.1144/0016-764904-003.

Sayar, C. 1964, Ordovician conulariids from the Bosphorus Area, Turkey. Geological Magazine 101, 193–7.

Sayar, C. 1970, Bogaziçi arazisinde Ordovisiyen Conulari- ˇ aları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 12, 140–56 (in Turkish).

Sayar, C. 1984, İstanbul çevresinden Ordovisiyen Brakiyopodları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 26, 99–109 (in Turkish).

Sayar, C. and Cocks, L. R. M., 2013, A new Late Ordovician Hirnantia brachiopod Fauna from NW Turkey, its biostratigraphical relationships and palaeogeographical setting. *Geological Magazine* 150: 479-496.

Searle, M.P., Whitehouse, M.J., Robb, L.J., Ghani, A., Hutchison, C.S., Sone, M., Ng, W.-P., Roselee, M.H., Chung, S.-L., Oliver, G.J.H., 2012, Tectonic evolution of the Sibumasu-Indochina terrane collision zone in Thailand and Malaysia: constraints from new U -Pb zircon chronology of SE Asian tin granitoids. Journal of the Geological Society 169, 489–500.

Seyed-Emami K, Fursich FT, Wilmsen M., 2004, Documentation and significance of tectonic events in the northern Tabas Block (east-central Iran) during the Middle and Late Jurassic. Riv Ital Paleont Stratigr 110(1):163–171.

Seyed-Emami, K., Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Majidifard, M., R. and Shekarifard, A., 2008, Jurassic ammonite fauna of the Shemshak Formation at Shahmirzad, Iran. Acta Palaeontologica Polonica, 53, 237–260.

Seymen, İ., 1995, İzmit Körfezi ve çevresinin jeolojisi. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi (Ed: Engin Meriç), 1-21.

Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2002, Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology 97, 629–642.

Shand, S. J. 1943, Eruptive Rocks: their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits, with a Chapter on Meteorites. Murby London; Wiley, New York.

Slama, J., Dunkley, D. J., Kachlik, V., Kusiak, M. A., 2008, Transition from island-arc to passive setting on the continental margin of Gondwana: U–Pb zircon dating of Neoproterozoic metaconglomerates from the SE margin of the Tepla ´–Barrandian Unit, Bohemian Massif. Tectonophysics 461:44–59.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2001, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. Earth and Planetary Science Letters 196, 17–33.

Strnad, L., Mihaljevic, M., 2005, Sedimentary provenance of Mid-Devonian clastic sediments in the Tepla-Barrandian Unit (Bohemian Massif): U–Pb and Pb–Pb geochronology of detrital zircons by laser ablation ICP-MS. Min Petrol 84:47–68.

Stolle, E. 2016, Çakraz Formation, Çamdağ area, NW Turkey: early/mid-Permian age, Rotliegend (Germany) and Southern Alps (Italy) equivalent – a stratigraphic re-assessment via palynological long-distance correlation. Geological Journal, 51, 223–235.

Stovba, S. M., R. A. Stephenson, and M. Kivshik, 1996, Structural features and evolution of the Dnieper-Donets Basin, Ukraine,from regional seismic reflection profiles, Tectonophysics, 268, 127 – 147.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. (Magmatism in Ocean Basins, editor Saunders, A.D., Norry, M.J.) Magmatism in Ocean Basins. *Geological Society of London Special Publication,* 42, 313–345.

Sunal, G., Natal'in, B.A., Satır, M., and Toraman, E. 2006, Paleozoic magmatic events in the Strandja Massif, NW Turkey. Geodinamica Acta, 19(5): 283–300. doi:10.3166/ga.19.283-300.

Sunal, G., Satır, M., Natal'in, B.A., and Toroman, E. 2008, Paleotectonic position of the Strandja Massif and surrounding continental blocks based on zircon Pb-Pb Age studies. International Geology Review, 50: 519–545. doi:10.2747/ 0020-6814.50.6.519.

Şen, F., 2012, Kadıköy-Kartal (İstanbul) Metro Hattı Boyunca Paleozoyik İstifteki Volkanik Sokulumların Petrolojik Özellikleri ve Tektonizma ile İlişkisi, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, 203 ss. (yayınlanmamış).

Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: *Tectonophysics*, c. 75, s. 181-241.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., and Ketin, İ., 1982, Remnants of a pre–late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permo-Triassic Paleo-Tethys?: Reply: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 932–936, doi:10.1130/00167606(1982)93<932:ROAPJO>2.0.CO;2.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., and Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys: Geological Society, London, Special Publication 17, p. 77–112, doi:10.1144/GSL.SP.1984.017.01.04.

Şengör, A.M.C., 1984, The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasiaç Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 195. 82 pp.

Taner, M.F. 1977, Etude géologique et pétrographique de la region de Güneyce-‹kizdere, situee au Sud de Rize (Pontides Orientales, Turquie). PhD Thesis, Universite Geneve, [unpublished].

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford Press, 312 s.

Teisseyre, H., 1957, Budowa Geologiczna okolic Miedzygorza itinerar w II dniu zjazdu. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Klodzkiej. Wrociaw.

Thieblemont, D., Tegyey, Y., 1994, Geochemical discrimination of differentiated magmatic rocks attesting for the variable origin and tectonic setting of calc-alkaline magmas. Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie II 319 (1), 87–94.

Topuz, G., Göçmengil, G., Rolland, Y., Çelik, Ö.F., Zack, T., Schmitt, A.K., 2013, Jurassic accretionary complex and ophiolite from northeast Turkey: no evidence for the Cimmerian continental ribbon. Geology 45, 255–258.

Topuz, G., Okay, A. I., Schwarz, W. H., Sunal, G., Altherr, R. and Kylander-Clark, A. R. C., 2018, A middle Permian ophiolite fragment in Late Triassic greenschist- to blueschist-facies rocks in NW Turkey: An earlier pulse of suprasubduction-zone ophiolite formation in the Tethyan belt, Lithos 300-301 (2018) 121-135.

Tüysüz, O., 1990, Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: The Kargı massif, Northern Turkey, Tectonics, 9, 141-160.

Tüysüz, O. 1999, Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the Western Pontides. *Geological Journal* 34, 75–93.

Tüysüz, O., Aksay, A. and Yiğitbaş, E. 2004, *Stratigraphic Nomenclature of the Western Black Sea Region*. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Commitee of Stratigraphy, Lithostratigraphy Units Serie I, Ankara [in Turkish].

Tüysüz, O., Yılmaz, I.Ö., ˙ Švabenicka, L. and Kırıcı, S. 2012, The unaz formation: a key unit in the Western Black Sea Region, N Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 21, 1009–1028.

Tucker, R.D., Pharoah, T.C., 1991, U–Pb zircon ages of late Precambrian rocks in southern Britain. J. Geol. Soc. (Lond.) 148, 435–443.

Tucker, R.D., McKerrow, W.S., 1995, Early Paleozoic chronology: a review in light of new U–Pb zircon ages from Newfoundland and Britain. Can J. Earth Sci. 32, 368–379.

Ustaömer, T. and Robertson, A. H. F. 1993, Late Palaeozoic–Early Mesozoic marginal basins along the active continental southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions. *Geological Journal* 28, 219– 38.

Ustaömer, P.A.M., 1996, Petrogenesis and Metalogenesis of Bolu-Yedigöller Granitoids. Unpublished PhD Thesis (in Turkish), İ. U. Science Institute, 196 pp.

Ustaömer, P.A., 1999, Pre-Early Ordovician Cadomian arc-type granitoids, the Bolu Massif, West Pontides, northern Turkey: geochemical evidence. Int. J. Earth Sci. (Geol. Runds.), 88, 2–12.

Ustaömer, P.A. and Kipman, E., 1998, An example for a Pre-Ordovician Arc magmatism from northern Turkey: geochemical investigation of C ¸ as¸ urtepe Formation (Bolu, W Pontides). Bull. Mineral Res. Explor. Inst., 120, 61–77.

Ustaömer, P.A. and Rogers, G., 1999, The Bolu Massif: remnant of a pre-Early Ordovician active margin in the west Pontides, northern Turkey. Geol. Mag., 136, 579–592.

Ustaömer, P.A., Mundil, R., and Renne, P.R., 2005, U/Pb and Pb/Pb zircon ages for arc-related intrusions of the Bolu Massif (W Pontides, NW Turkey): Evidence for Late Precambrian (Cadomian) age: Terra Nova, v. 17, p. 215–223, doi:10.1111/j.1365-3121.2005 .00594.x.

Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 2005, Reply to discussion contribution by A. Elmas and E. Yigitbaş ¸ on “Tectonic evolution of the Inra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula” by A.H.F. Robertson and T. Ustaömer [Tectonophysics 381 (2004), 175–209]. Tectonophysics 405, 223–231

Ustaömer, P. A., Ustaömer T., Gerdes A. and Zulauf, G., 2011, Detrital zircon ages from a Lower Ordovician quartzite of the Istanbul exotic terrane (NW Turkey): evidence for Amazonian afnity. *International Journal of Earth Sciences* 100: 23-41.

van Breemen O., Aftalion M., Bowes D. R., Dudek A., MisaØ Z., Povondra P. and Vrana S., 1982, Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sc., 73: 89–108.

van Staal, C.R., Sullivan, R.W., Whalen, J.B., 1996, Provenance and tectonic history of the Gander Zone in the Caledonian/Appalachian Orogen; implications for the origin and assembly of Avalon. In: Nance, R.D., Thompson, M.D. (Eds.), Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic: Geological Society of America Special Paper, vol. 304, pp. 347–367.

von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Borel, G., Bussy, F., 2002, Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. Int. J. Earth Sci. 91, 35–52.

Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*, Academic Division of Unwin Hyman Ltd, Isbn 0-04-552025-9.

Wilson, M., and Z. M. Lyashkevich, 1996, Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform, Tectonophysics, 268, 65–81.

Wood, D.A, 1990, The application of Th-Hf/Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the natüre of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters 50, 11-30.

Yalçın, M. N., and Yılmaz, İ., 2010, Devonian in Turkey—a review. Geologica Carpathica, 61, 235–253.

Yanev, S., Göncüoğlu, M. C., Gedik, İ., Lakova, I., Boncheva, I., Sachanski, V., Okuyucu, C., Özgül, N., Timur, E, Maliakov, Y. and Saydam, G., 2006, Stratigraphy, correlations and palaeogeography of Palezoic terranes of Bulgaria and NW Turkey: a review of recent data. Geol Soc Lond Spec Publ 260:51–67.

Yazman, M. ve Çokuğraş, R., 1983, Adapazarı-Kandıra-Düzce-Akçakoca yerleşim merkezleriyle sınırlı alanın jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPAO Rap. No. 1747.

Yılmaz, İ. 1977, The absolute age and genesis of the Sancaktepe granite (Kocaeli Peninsula). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 20, 17–20 [in Turkish].

Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Genç, Ş. C., Bozcu, M., Yılmaz, K., Şeker, H., Yiğitbaş, E. ve Keskin M., 1990, Armutlu yarımadası ve dolayının jeolojisi. Ankara: TPAO Raporu (No 2796).

Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. ve Yılmaz, K., 1995, Geological evolution of the late Mesozoic Continental margin of Nortwestern Anatolia *Tectonophysics*, 243, 155-171.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. ve Şengör, A. M. C., 1997, Geology and tectonic evolution of the Pontides. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 68, 183-226.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, S.C., Şengör, A.M.C., 1997, Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, 68. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 183–226.

Yiğitbaş, E., Elmas, A., Yılmaz, Y., 1999, Pre-Cenozoic tectono-stratigraphic components of the Western Pontides and their geological evolution. Geological Journal 34, 55–74.

Yiğitbaş, E., Kerrich, R., Yılmaz, Y., Elmas, A., Xie, Q., 2004, Characteristics and geochemistry of Precambrian ophiolites and related volcanics from the Istanbul —Zonguldak Unit, northwestern Anatolia, Turkey: following the missing chain of the Precambrian south European Suture Zone to the east. Precambrian Research 132, 179–206.

Yiğitbaş, E., Winchester, J.A., Ottley, C.J., 2008, The geochemistry and setting of the Demirci praganeisses of the Sünnice (Bolu) Massif, NW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 17, 419–429.

Yılmaz-Şahin, S., Güngör, Y., Aysal, N., Öngen, S., 2009, Istranca ve İstanbul Zonları (KB Türkiye) içerisinde yüzeylenen granitoyidlerin jeokimyası ve SHRIMP Zirkon U-Pb yaşlandırması, 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara.

Yılmaz-Şahin, S., Aysal, N., Güngör, Y., 2012, Petrogenesis of Late Cretaceous adakitic magmatism in the İstanbul Zone (Çavuşbaşı granodiorite, NW Turkey., doi:10.3906 /yer-1005-15.

Yılmaz-Şahin, S., Aysal, N., Güngör, Y., Peycheva, I., and Neubauer, F. 2013, Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of metagranites in Istranca (Strandja) Zone, NW Pontides,

Turkey: implications for the geodynamic evolution of Cadomian orogeny. Gondwana Research, 26: 755–771. doi:10.1016/j.gr.2013. 07.011.

Yılmaz-Şahin, S., Aysal, N ve Güngör, Y., 2014, Batı Pontidlerde Geç Prekambriyen' den Üst Kretase' ye çok evreli Plütonizma: Jeokimyasal ve Jeokronolojik Yaklaşımlar, Görür, N. editör, *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 184-193.

Yurtsever, A., 1982, Gebze-Hereke-Tepecik Alanının Mesozoyik-Senozoyik kayalarının jeolojisi. Kocaeli Triyası Biyostratigrafi Projesi. MTA Jeoloji Dairesi. Rap. No. 183.

Zapcı, C., Akyüz, H. S. and Sunal, G. 2003, An approach to the structural evolution of the İstanbul Zone. In *Proceeding of the Symposium on the Geology of the Istanbul Region, Istanbul*, pp. 5–14 [in Turkish].

Ziegler, P. A., 1990, Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd ed., 239 pp., Geol. Soc., Bath, UK.

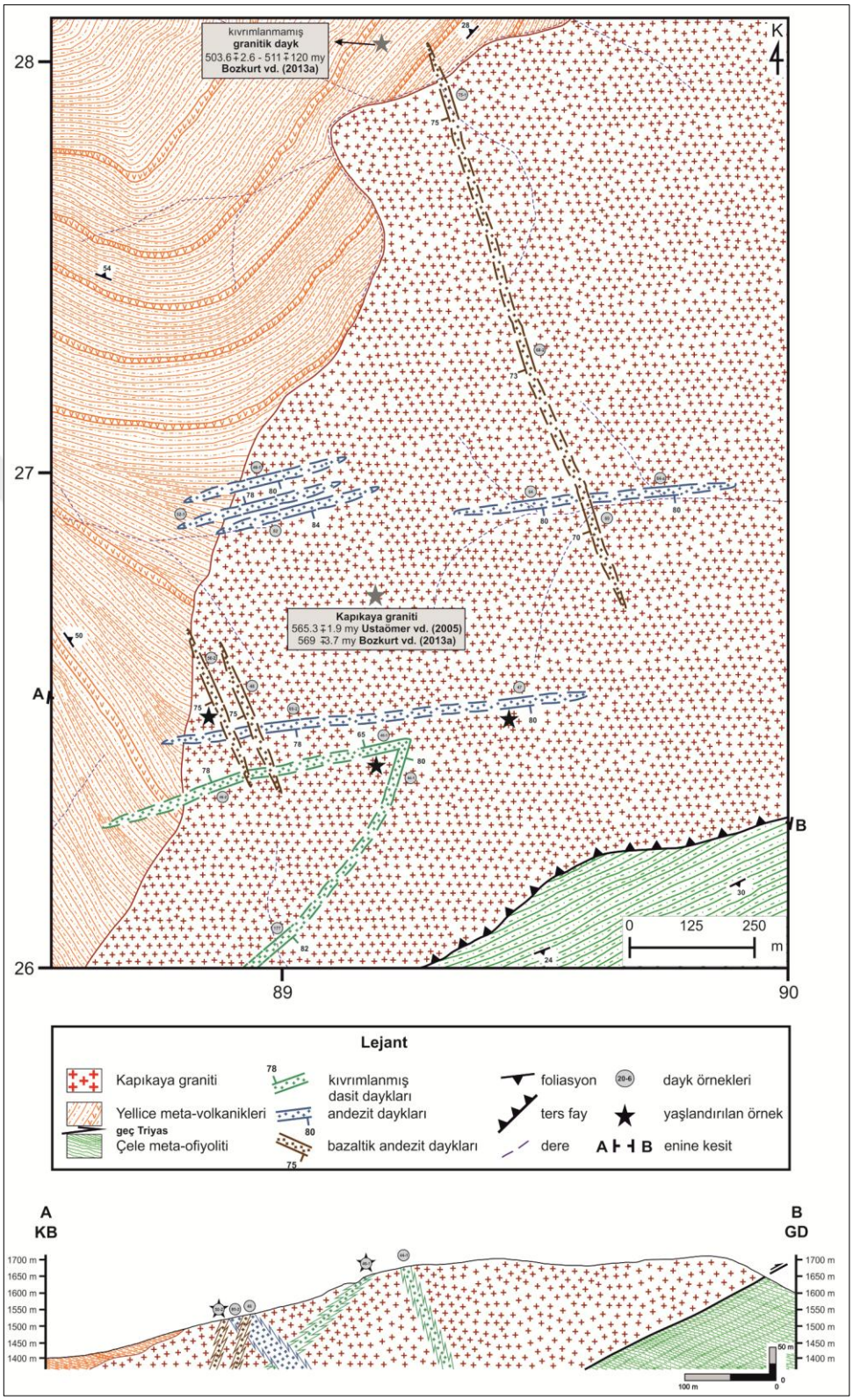
EKLER

İnceleme alanı için hazırlanan 9 farklı lokasyonunun 1/1000 ölçekli jeoloji haritaları Ek-1' de sunulmuştur. Ayrıca, inceleme alanına ait örneklerin yerleri Ek-1' de sunulan haritalardadır. Ek-2' de inceleme alanı içinde yer alan dayk-sillerin U-Pb zirkon yaş analiz sonuçları Ek-2' de tablolar halinde verilmiştir. İnceleme alanı içinde yer alan dayk ve sillerin jeokimya analiz sonuçları ise Ek-3' de tablolar halinde sunulmuştur.

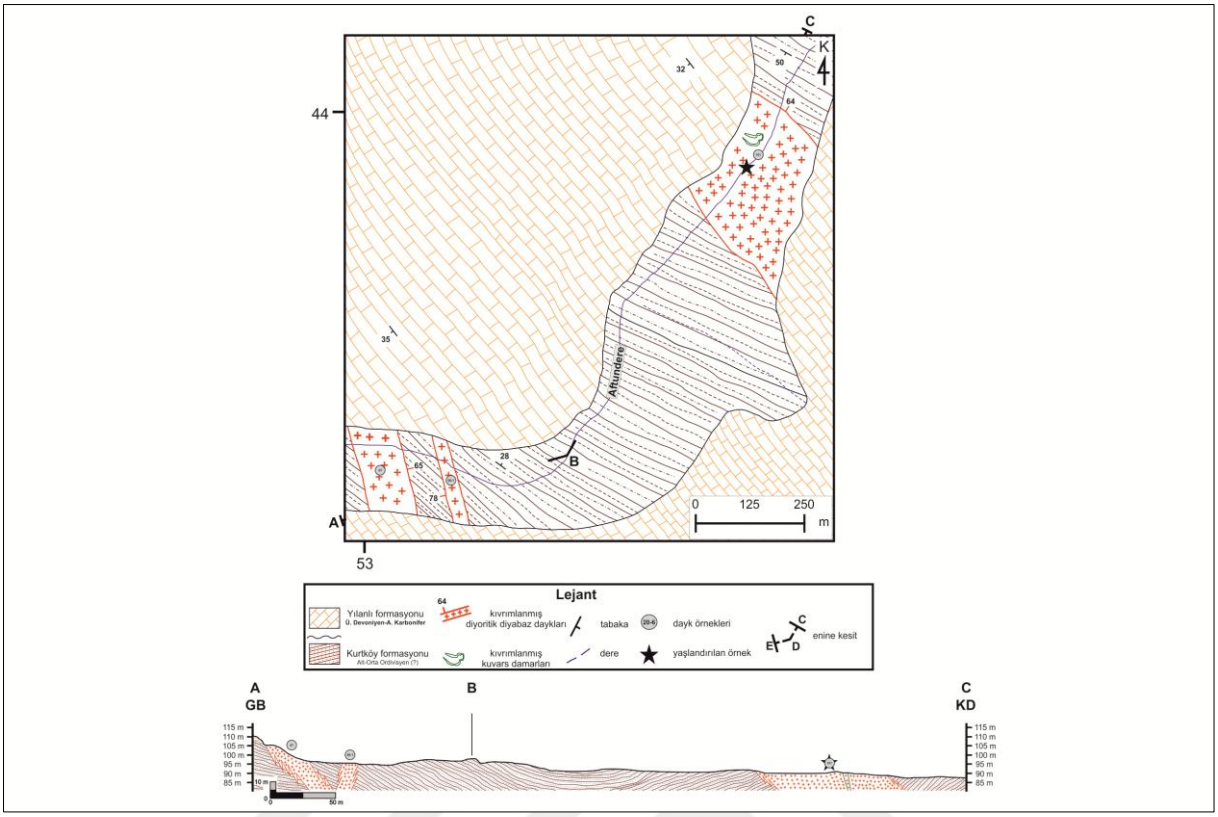
1) Ek-1. İnceleme alanında yer alan 9 farklı alanının 1/1000 ölçekli jeoloji haritaları, Ek-1-1' den Ek-1-9-1' e kadar dosyaları içermektedir.

2) Ek-2. İnceleme alanında yer alan dayk-sillerin U-Pb zirkon yaş analiz sonuçları Ek-2-1' den Ek-2-4' e kadar dosyaları içermektedir.

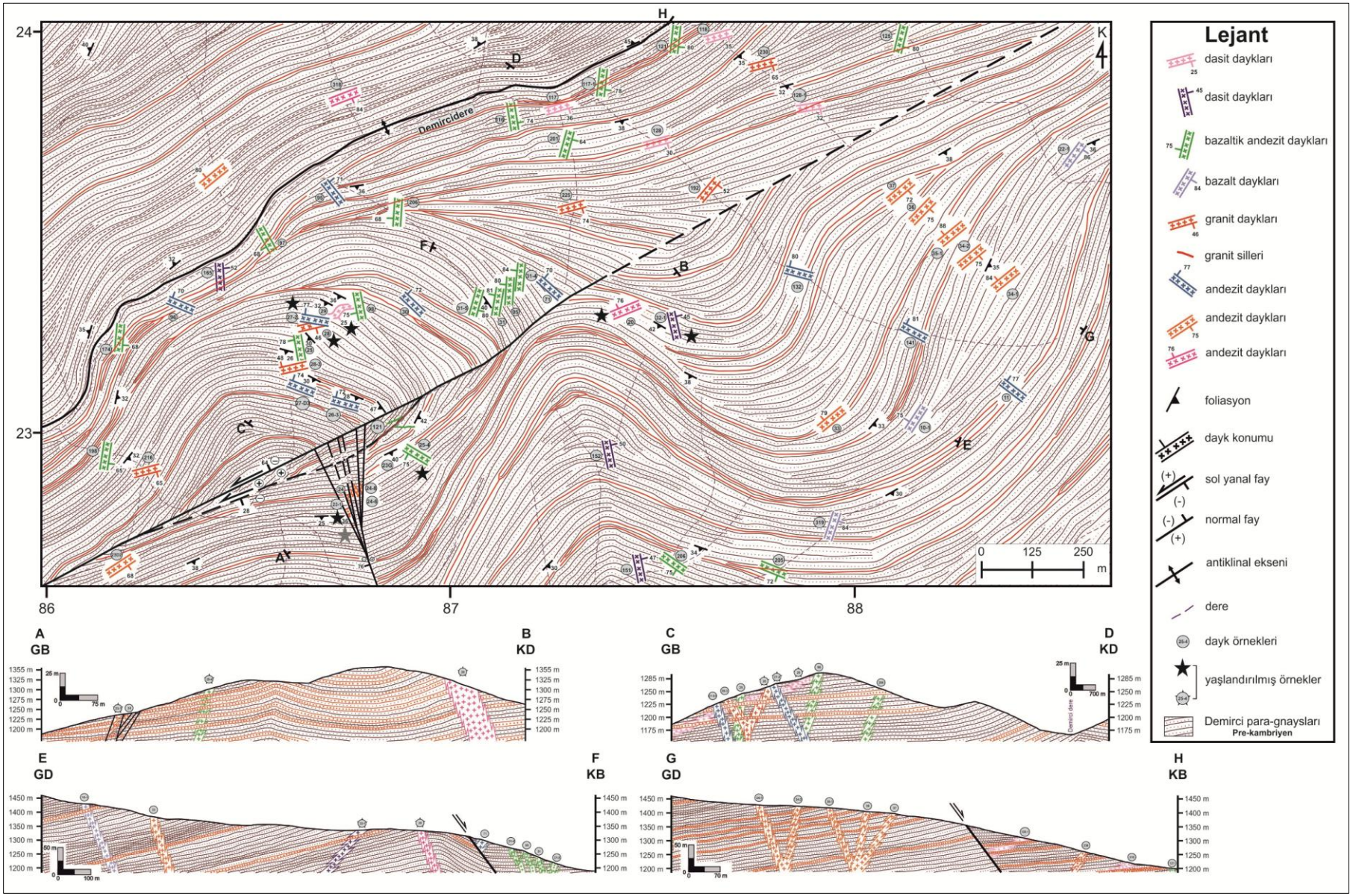
3) Ek-3. İnceleme alanında yer alan dayk-sillerin jeokimya analiz sonuçları Ek-3-1' den Ek-3-4' e kadar dosyaları içermektedir.



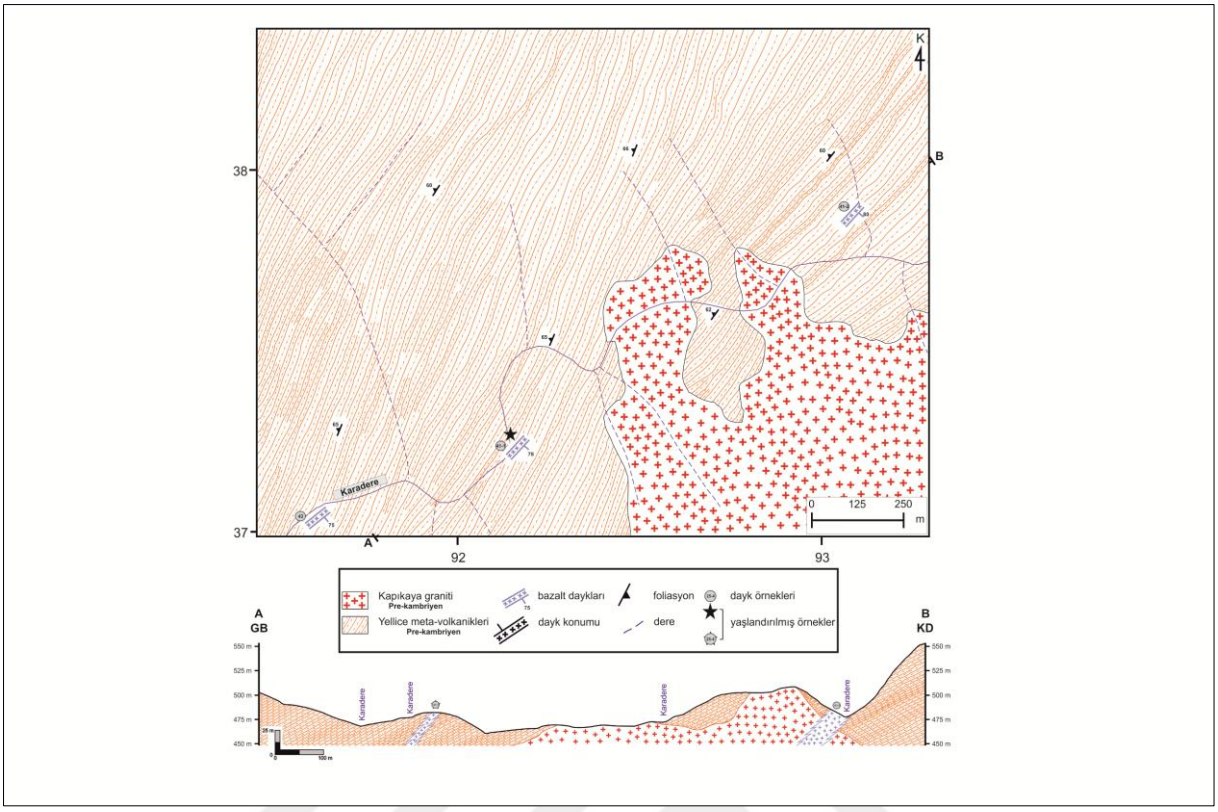
Ek-1-1: Yedigöller Milli Parkı' nda Yellice meta-volkaniklerini kesen Kapıkaya graniti ve bu kayalara farklı yönlerde sokulan daykların 1/1000 ölçekli jeoloji haritası ve enine kesiti.



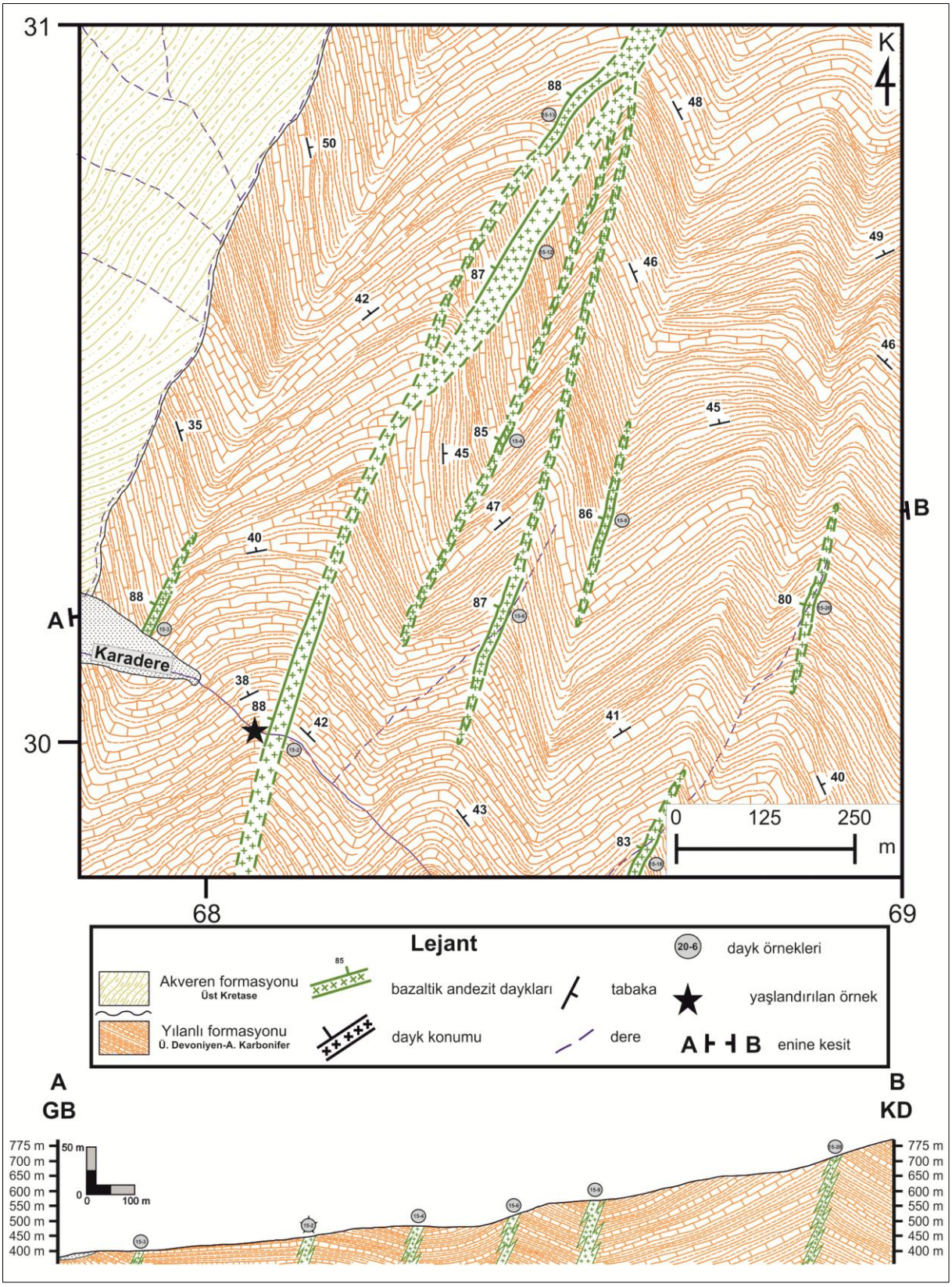
Ek-1-2: Akçakoca-Düzce' de Kurtköy formasyonunu kesen daykların 1/1000 ölçekli jeoloji haritası ve enine kesiti.



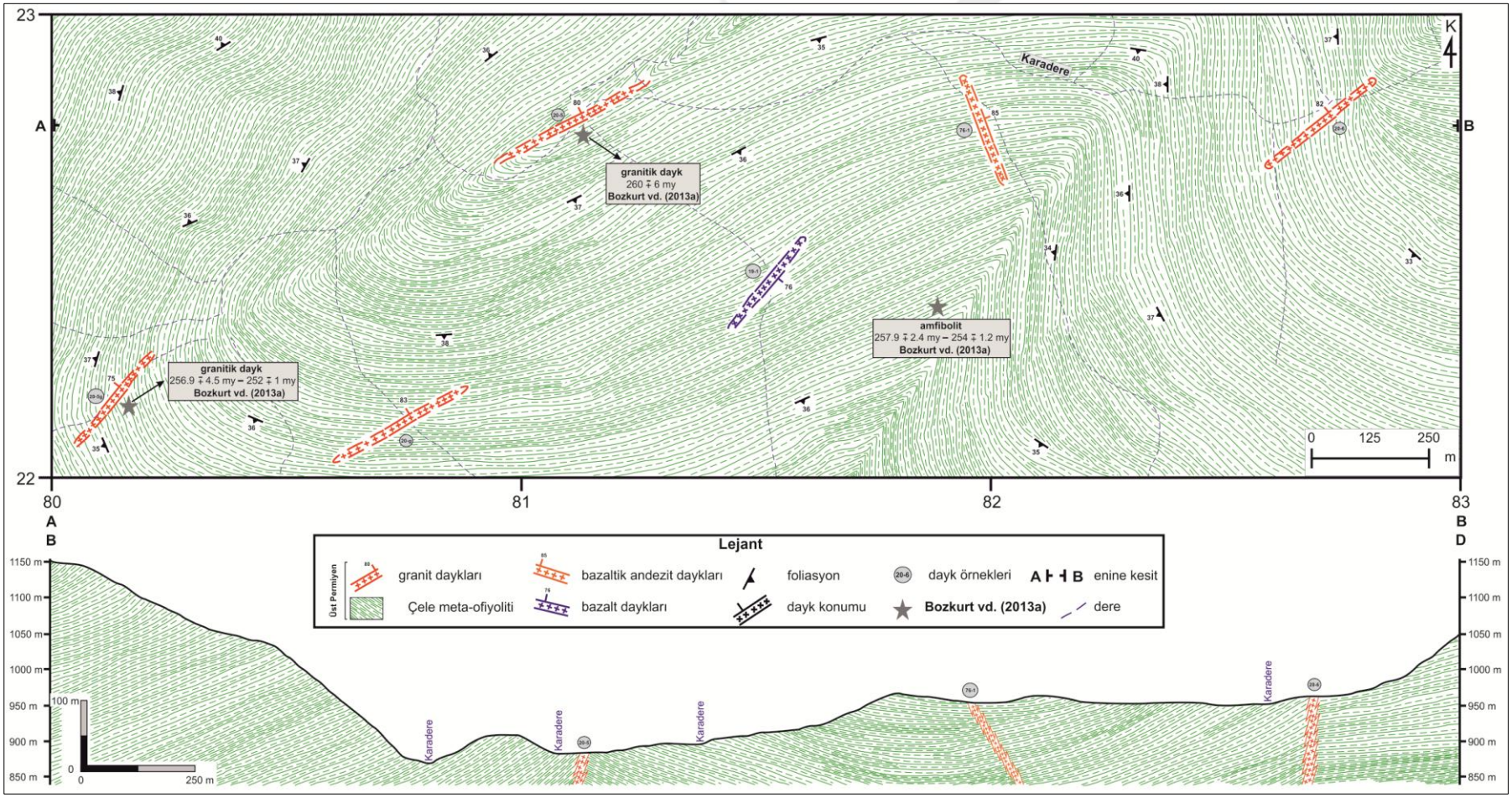
Ek-1-3: Yedigöller Milli Parkı' nda Demirci para-gnyslarına farklı yönlerde sokulan dayk ve sillerin 1/1000 ölçekli jeoloji haritası ve enine kesitleri.



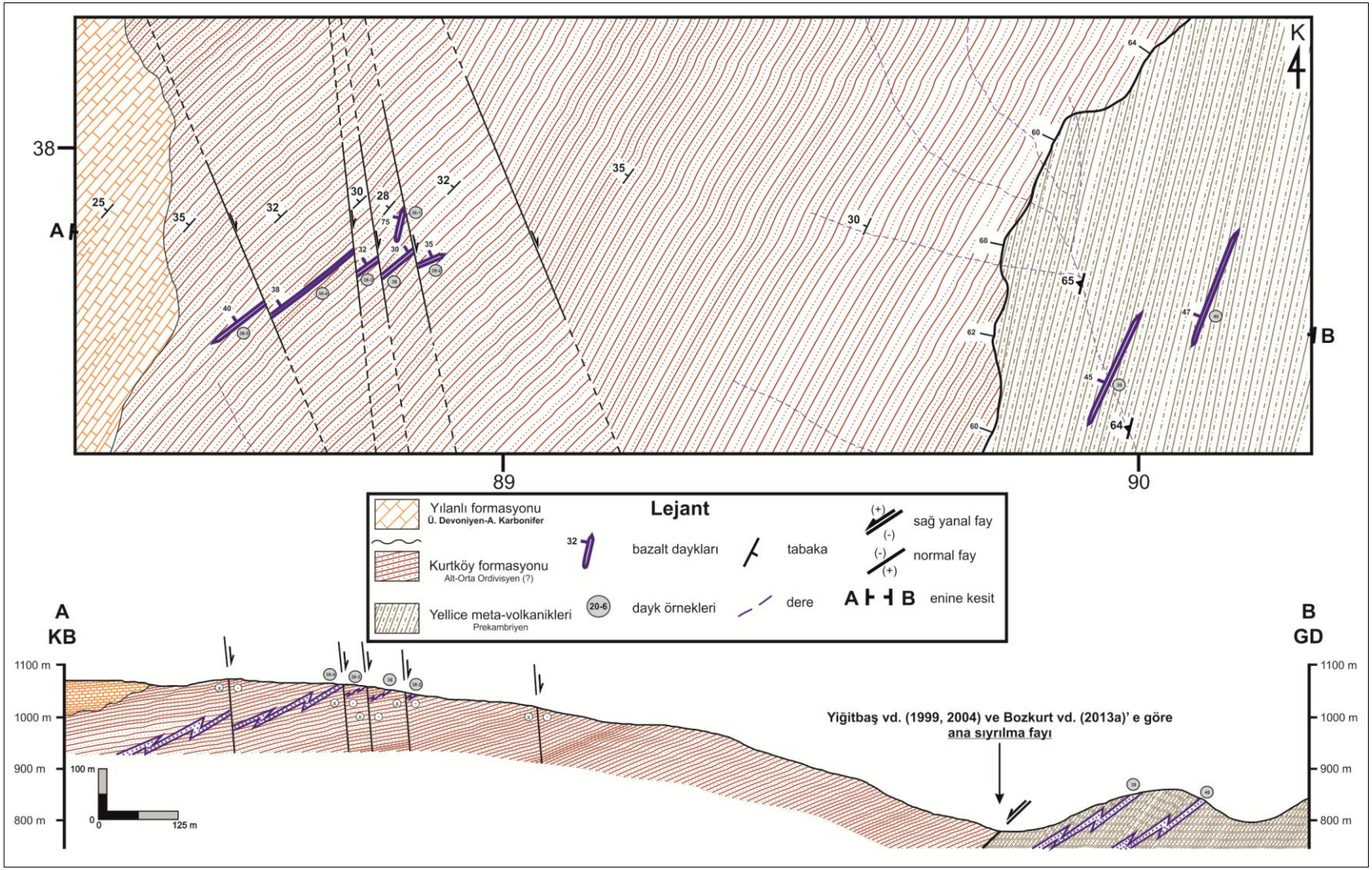
Ek-1-4: Yedigöller Milli Parkı' nda Yellice meta-volkaniklerini kesen Kapıkaya graniti, Yellice meta-volkaniklerine sokulan daykların 1/1000 ölçekli jeoloji haritası ve enine kesiti.



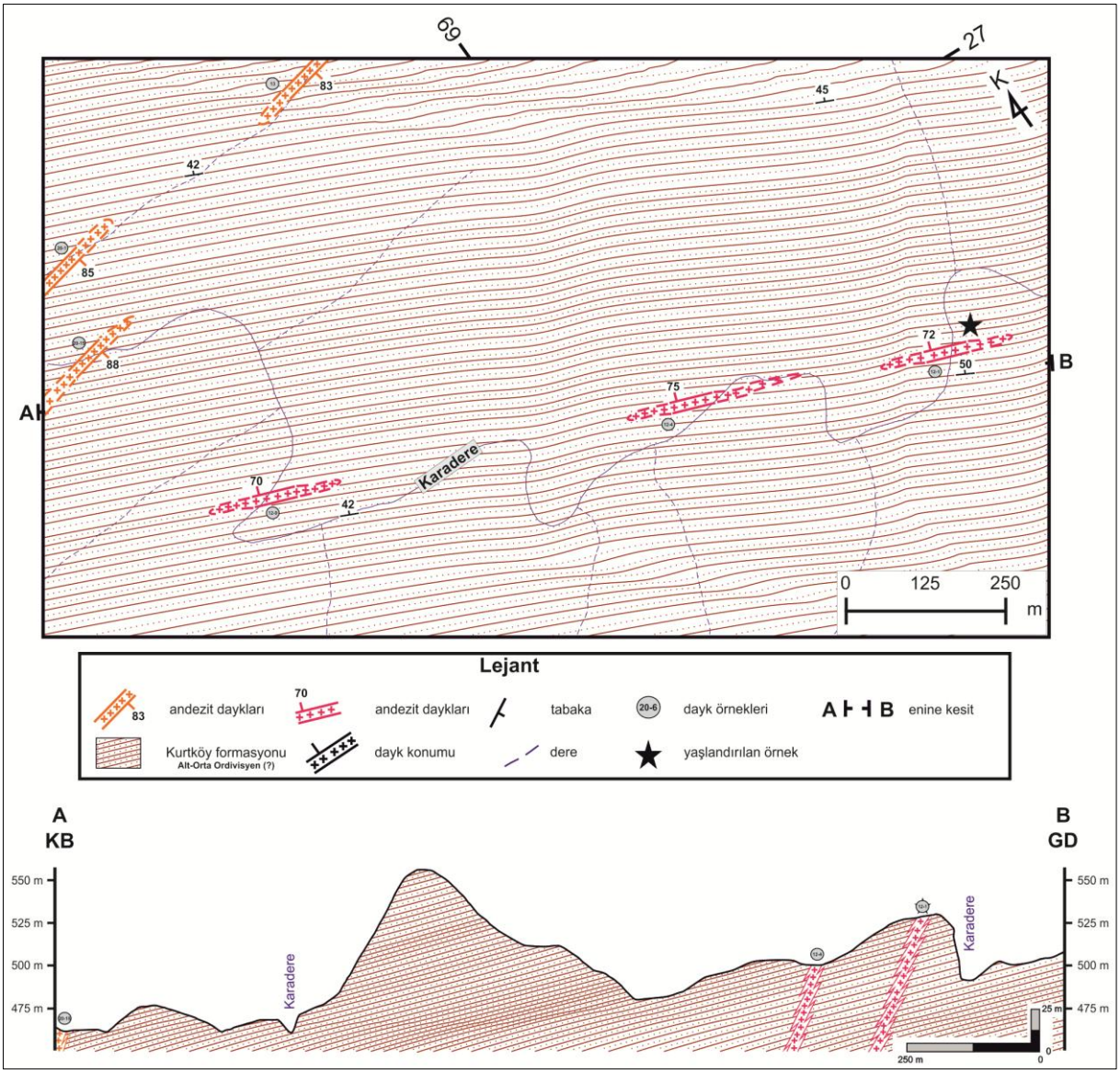
Ek-1-5: Yığılca-Düzce' de Yılanlı formasyonuna sokulan daykların 1/1000 ölçekli jeoloji haritası ve enine kesiti.



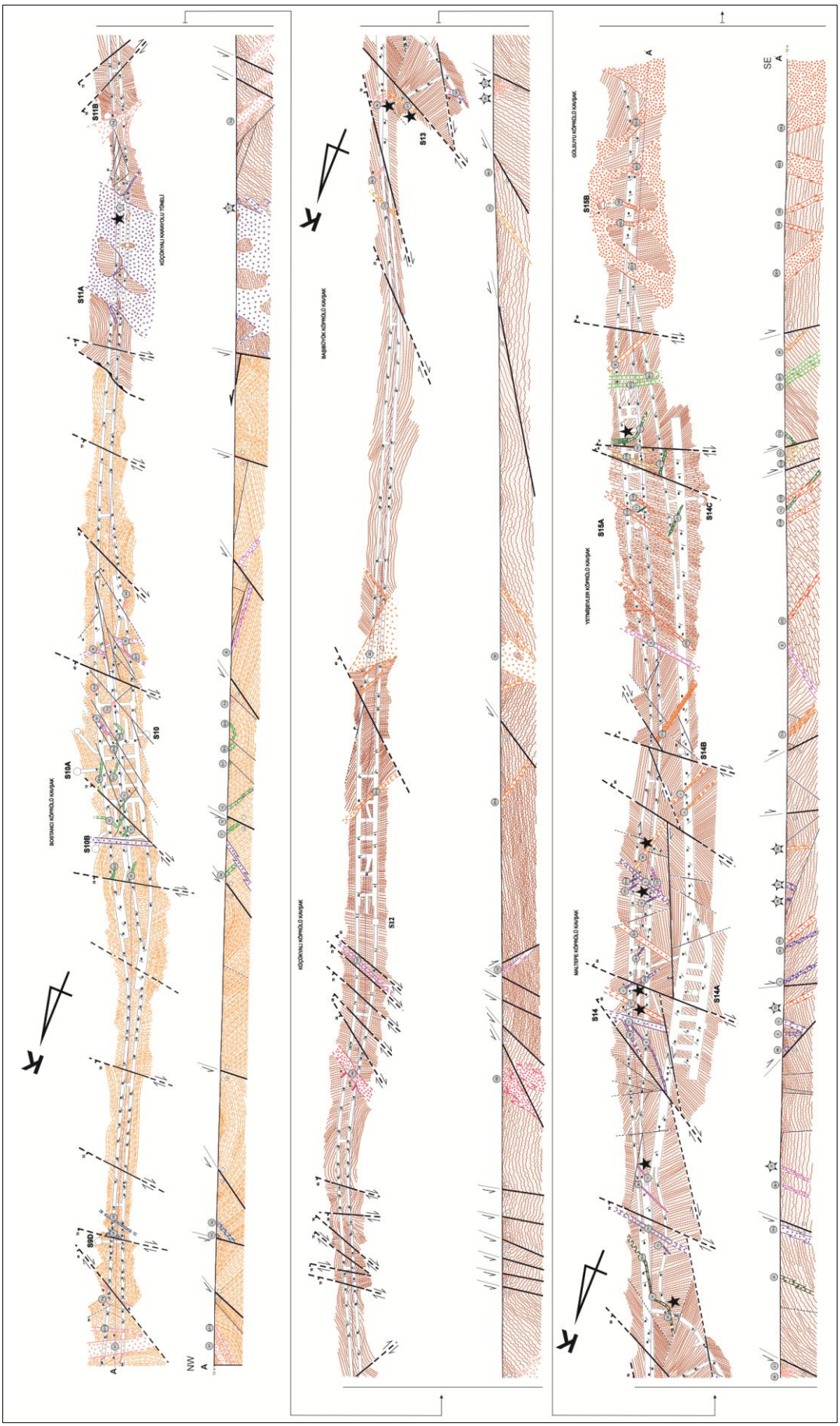
Ek-1-6: Yığılca-Düzce' de Çele meta-ofiyolitine sokulan daykların 1/1000 ölçekli jeoloji haritası ve enine kesitleri.



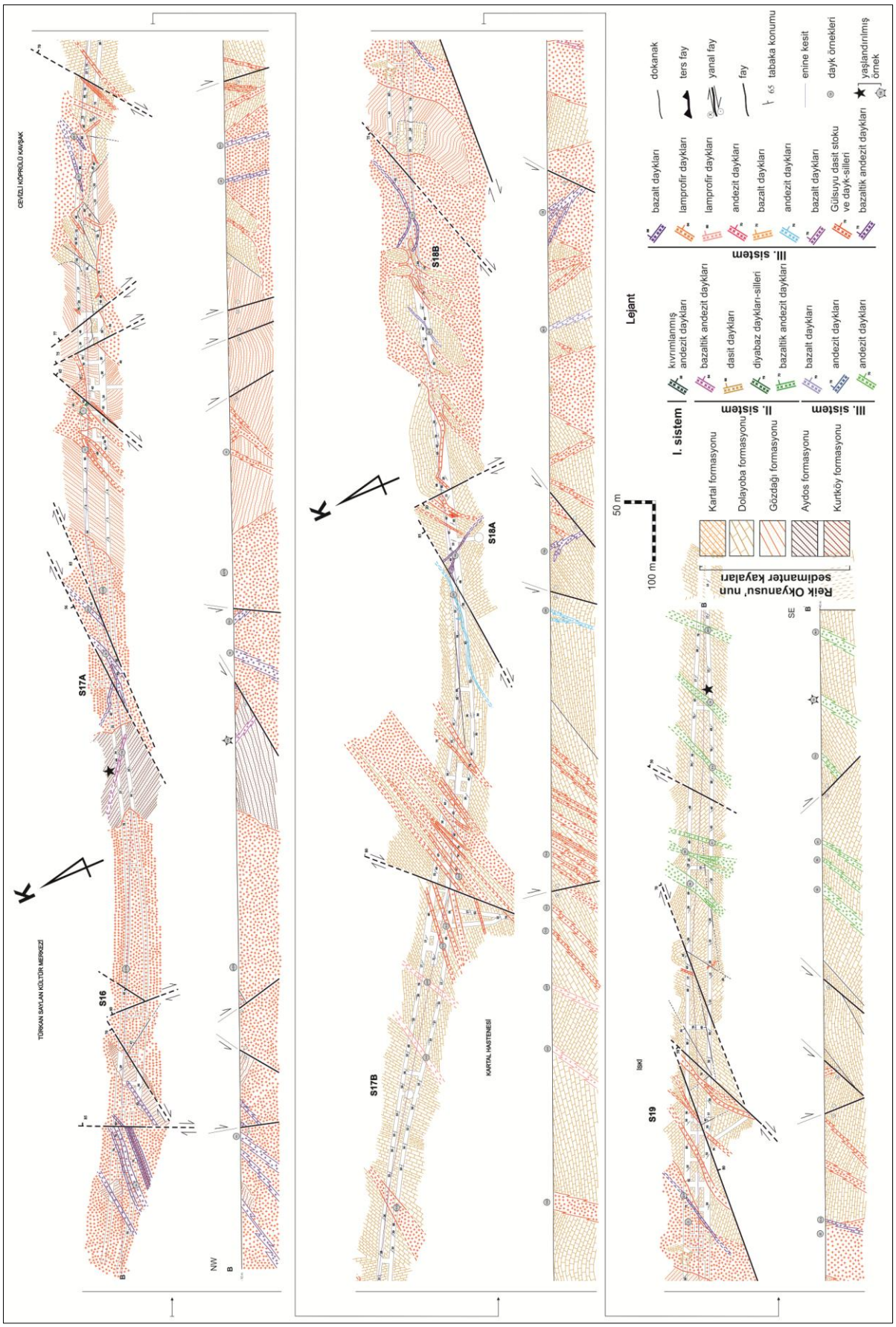
Ek-1-7: Yığılca-Düzce' de Yellice meta-volkanikleri ile Kurtköy formasyonu arasındaki tektonik dokanak ve bu kayaçlara sokulan daykların 1/1000 ölçekli jeoloji haritası ve enine kesiti.



Ek-1-8: Yığılca-Düzce' de Kurtköy formasyonuna sokulan daykların 1/1000 ölçekli jeoloji haritası ve enine kesiti.



Ek-1-9-1: İstanbul Anadolu yakasında yer alan Kozyatağı-Gülsuyu arasının yer altı jeoloji haritası (Şen, 2012' den revize edilerek konulmuştur).



Ek-1-9-2: İstanbul Anadolu yakasında yer alan Gülsuyu-Kartal arasının yer altı jeoloji haritası (Şen, 2012' den revize edilerek konulmuştur).

		Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar					Yaş			
							$^{206}Pb/^{238}U$	1SE	$^{207}Pb/^{235}U$	1SE	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	2S	$^{207}Pb/^{235}U$	2S
I. sistem	FS14-46-1	Kıvrımlanmış dasit daykları (β_1=K74^{0}D 76^{0}KD)													
		46-1-1	921	1248	28.5	1.36	0.0906	0.0016	0.735	0.012	0.75	558.8	9.2	559.2	6.8
		46-1-2	437	648	27.6	1.48	0.09051	0.0014	0.746	0.013	0.02	558.5	8.1	565.8	7.6
		46-1-3	339.1	381.8	32.6	1.13	0.08999	0.0014	0.748	0.012	0.26	555.5	8.4	566.9	6.7
		46-1-4	567	1015	24.3	1.79	0.09001	0.0014	0.728	0.01	0.33	555.5	8.6	555.4	6.1
		46-1-5	501	748	23.4	1.49	0.0888	0.0016	0.717	0.014	0.88	548.3	9.4	548.5	8.4
		46-1-6	562	806	28.9	1.43	0.09176	0.0014	0.7505	0.0086	0.23	565.9	8	568.3	5
		46-1-7	311	435	63.4	1.40	0.09373	0.0015	0.77	0.018	0.57	577.5	9	579	10
		46-1-8	273	322	78.4	1.18	0.094	0.0017	0.768	0.012	0.49	579.2	10	578	7
		46-1-9	721	822	32.5	1.14	0.0849	0.0017	0.698	0.012	0.76	525.4	10	537.4	7.2
		46-1-10	1150	287	36.4	0.25	0.04456	0.00076	0.3207	0.006	0.49	281.1	4.7	282.3	4.6
		46-1-11	826	164	39.4	0.20	0.04166	0.00078	0.2959	0.0061	0.64	263.1	4.8	263	4.8
		46-1-12	871	1158	36.7	1.33	0.01709	0.00033	0.1492	0.0073	0.24	109.2	2.1	141	6.4
		46-1-13	185	115	19	0.62	0.08735	0.00192	0.0702	0.0072	0.25	540.3	4	615	30
	FS14-101	Kıvrımlanmış diyabaz daykları (β_2=K74^{0}D 81^{0}KD)													
		101-1	293.8	161.8	27.999	0.55	0.09027	0.00146	0.75027	0.05117	0.55	557.2	17.3	568.4	57.9
		101-2	327	52	28.1	0.16	0.09011	0.00112	0.7602	0.0247	0.58	556.2	13.2	574	28
		101-3	341.1	218.1	32.940	0.64	0.08998	0.00143	0.69017	0.04658	0.54	555.5	16.9	532.9	54.7
		101-4	338.2	215.3	30.831	0.64	0.08997	0.00141	0.69001	0.04555	0.54	554.2	12.1	568.2	53.3
		101-5	229.7	85.3	20.874	0.37	0.08940	0.00167	0.74281	0.06401	0.54	552.1	19.7	564.1	72.3
		101-6	1079	126	88.6	0.12	0.08804	0.00097	0.7312	0.0161	0.59	543.9	11.5	557	19
		101-7	278	34	23.5	0.12	0.08744	0.00114	0.8290	0.0298	0.57	540.4	13.5	613	33
		101-8	241	101	21.0	0.42	0.08524	0.00129	0.6906	0.0340	0.56	527.3	15.3	533	40
		101-9	165	42	11.7	0.26	0.07210	0.00095	0.5789	0.0247	0.56	448.8	11.4	464	31
		101-10	379	233	29.0	0.62	0.06595	0.00102	0.6285	0.0301	0.56	411.7	12.3	495	37
		101-11	245	41	14.6	0.17	0.06101	0.00092	0.5432	0.0263	0.56	381.7	11.2	441	34
		101-12	870	385	41.7	0.44	0.04628	0.00060	0.3430	0.0129	0.57	291.7	7.4	299	19
		101-13	1200	760	15.2	0.63	0.01169	0.00026	0.1099	0.0087	0.55	74.9	3.3	106	16
		101-14	196	46	66.2	0.23	0.32382	0.00364	5.5020	0.1178	0.60	1,808.4	35.4	1,901	35
		101-15	90	50	28.7	0.56	0.28981	0.00374	4.9548	0.1295	0.59	1,640.6	37.3	1,812	42
		101-16	1090	191	161.2	0.18	0.15516	0.00180	1.6400	0.0443	0.58	929.8	20.1	986	33
		101-17	177	130	20.4	0.73	0.10170	0.00165	0.9435	0.0493	0.56	624.4	19.3	675	50
	FS-4D	Kıvrımlanmış andezit daykları (β_3=K50^{0}D 64^{0}KD)													
		4D-1	447	652	25	1.45	0.0887	0.0015	0.7172	0.0150	0.70	547.8	8	548.1	7.2
		4D-2	250	180	26	0.72	0.0885	0.0015	0.7434	0.0325	0.20	549	8	550	18
		4D-3	423	365	21	0.86	0.0886	0.0011	0.7442	0.0338	0.10	550.2	4	550	18
		4D-4	98	147	22	1.5	0.0894	0.0016	0.7428	0.0640	0.45	551	2	560	11
		4D-5	302	152	25	0.50	0.0848	0.0015	0.7851	0.0556	0.50	525	12	574	52
		4D-6	62	50	7	0.8	0.0873	0.0019	0.0708	0.0075	0.50	540	7	602	25
		4D-7	216	36	12	0.16	0.0662	0.0009	0.5385	0.0243	0.50	414	9	436	11
		4D-8	152	302	32	0.50	0.0601	0.0007	0.4807	0.0185	0.10	376	4	388	14
		4D-9	430	590	28	1.37	0.0225	0.0012	0.1843	0.0410	0.10	144	5	178	20
		4D-10	210	145	22	0.69	0.0918	0.0015	0.7503	0.0085	0.30	565.2	6	568	4

Ek-2-1: I. sistem daykların U-Pb zirkon yaş analiz sonuçları.

		Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar					Yaş			
							$^{206}Pb/^{238}U$	1SE	$^{207}Pb/^{235}U$	1SE	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	2S	$^{207}Pb/^{235}U$	2S
II. Sistem	FS14-29	K80^{0}D yönlü dasit daykları													
		29-1	216	38	5.67	0.17	0.0768	0.0020	0.64158	0.03220	0.12	483	22	477	12
		29-2	565	555	48	0.98	0.07835	0.00111	0.64157	0.03221	0.55	486	12	500	38
		29-3	224	50	45.26	0.22	0.07835	0.00111	0.64157	0.03210	0.20	487	13.2	502	10
		29-4	590	502	42.79	0.85	0.07836	0.00120	0.64157	0.03230	0.30	487	14.4	500	12
		29-5	319	41	7.78	0.12	0.730	0.054	0.0701	0.0015	0.10	437	9.3	557	31
		29-6	247	55	4.49	0.22	0.0368	0.0007	0.247	0.024	0.10	232	8.6	220	17
		29-7	529	251	2.11	0.47	0.364	0.056	0.0102	0.0006	0.28	65.7	4.0	307	41
		29-8	393	162	2.43	0.14	0.078	0.011	0.0077	0.0002	0.07	49.6	1.5	76	10
	FS-116	K50^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları													
		116-1	176	65	13.0	0.36	0.07206	0.00085	0.5763	0.0234	0.50	446.8	10	458	22
		116-2	152	56	15.0	0.36	0.07145	0.00114	0.5937	0.0325	0.50	444.5	8	470	28
		116-3	320	240	32	0.75	0.06725	0.00125	0.5583	0.0335	0.30	419	5.4	442	18
		116-4	158	78	22	0.49	0.07784	0.00102	0.60887	0.0235	0.45	480	5	482	22
	FS14-32-1	K15^{0}B yönlü dasit daykları													
		32-1	707	108	15.6	0.15	0.0695	0.0035	0.574	0.035	0.20	432.0	21	457	23
		32-2	1350	213	12.4	0.16	0.0696	0.0028	0.533	0.024	0.97	433.0	17	432	16
		32-3	1340	215	8.4	0.16	0.0697	0.0027	0.532	0.023	0.80	434.0	20	431	16
		32-4	550	55	9.6	0.1	0.0709	0.0016	0.552	0.011	0.72	441.5	9.6	446.1	7.5
		32-5	700	120	12.7	0.17	0.0694	0.0034	0.573	0.0354	0.30	444.0	17	456	23
		32-6	1020	62.8	8.6	0.06	0.0657	0.0024	0.509	0.019	0.92	410.0	15	416	13
		32-7	488	405.2	2.5	0.83	0.04613	0.00075	0.3345	0.0057	0.28	290.7	4.6	292.9	4.3
		32-8	620	297.2	2.9	0.48	0.03867	0.00065	0.2798	0.006	0.43	244.6	4	250.3	4.7
		32-9	66	39.3	4.5	0.6	0.03251	0.00072	0.232	0.013	0.01	206.2	4.5	211	10
		32-10	46.3	24.4	5.6	0.53	0.03211	0.00071	0.225	0.017	0.19	203.7	4.4	204	14
		32-11	661	289	14.6	0.43	0.0286	0.0019	0.212	0.015	0.95	182.0	12	194	13
		32-12	1713	400	13.7	0.23	0.01059	0.00017	0.0763	0.0019	0.61	67.9	1.1	74.7	1.8
		32-13	156.1	178	16.8	1.14	0.00691	0.00018	0.0447	0.0037	0.13	44.4	1.2	44.3	3.6

Ek-2-2-1: II. sistem daykların U-Pb zirkon yaş analiz sonuçları.

		Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar					Yaş			
							$^{206}Pb/^{238}U$	1SE	$^{207}Pb/^{235}U$	1SE	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	2S	$^{207}Pb/^{235}U$	2S
II. Sistem	FS-17b	K-G yönlü diyabaz daykları-silleri													
		17b-1	290	98	22	0.33	0.06102	0.00079	0.4776	0.0301	0.10	382.3	9.6	371	10
		17b-2	271	56	18	0.20	0.06098	0.00075	0.4988	0.0356	0.25	381.2	9.0	375	8
		17b-3	353	112	32	0.31	0.06091	0.00083	0.4680	0.0298	0.45	380.6	9.8	372	11
		17b-4	190	32	21	0.16	0.05980	0.00160	0.4766	0.0300	0.10	378.0	7.8	374	15
		17b-5	80	65	12	0.80	0.06010	0.00073	0.4806	0.0186	0.50	376.3	8	398.5	25
		17b-6	962	250	3	0.25	0.0708	0.0017	0.5522	0.0086	0.50	442	3	445	2
		17b-7	275	297	3	1.08	0.0835	0.0013	0.6915	0.0355	0.20	516	6	518	15
	FS14-15-2	K15^{0}D yönlü bazaltik andezit daykları													
		15-2-1	1722	185	73.3	0.11	0.04545	0.00053	0.3827	0.0108	0.58	286.5	6.5	329	16
		15-2-2	1223	38	53.9	0.03	0.04800	0.00055	0.3723	0.0098	0.58	302.2	6.8	321	14
		15-2-3	2085	26	94.1	0.01	0.04948	0.00059	0.3731	0.0116	0.57	311.3	7.2	322	17
	FS14-25-4	K5^{0}D yönlü bazaltik andezit daykları													
		25-4-1	488	405.2	60.5	0.83	0.04613	0.00075	0.3345	0.0057	0.28	290.7	4.6	292.9	4.3
		25-4-2	571	577	98.7	1.01	0.04714	0.00077	0.3403	0.0064	0.35	297.0	4.7	297.2	4.8
		25-4-3	539	209	55.6	0.39	0.04719	0.0008	0.34	0.0079	0.30	297.2	4.9	297	6
		25-4-4	541	210	62.6	0.38	0.04718	0.00082	0.341	0.0078	0.30	297.5	8.8	297	6.2
		25-4-5	1094	1320	58.6	1.20	0.0487	0.0007	0.353	0.023	0.20	306	4.5	307	16
		25-4-6	805	336.3	59.7	0.42	0.04944	0.00082	0.3587	0.0066	0.51	311.1	5	312.2	4.6
		25-4-7	802	335	72.3	0.41	0.04945	0.00081	0.3586	0.0065	0.51	311.2	8.6	312	4.8
		25-4-8	289	480	71.6	1.66	0.0916	0.0021	0.757	0.016	0.18	565.0	13	572	9.2
		25-4-9	440	317	68.9	0.72	0.0415	0.0007	0.3024	0.0063	0.38	262.1	4.4	268.1	4.9
		25-4-10	56.58	37.29	96.4	0.66	0.01744	0.00045	0.115	0.013	0.11	111.5	2.9	110	12
		25-4-11	2150	450	91.3	0.21	0.01094	0.0002	0.0737	0.0017	0.39	70.1	1.2	72.2	1.6

Ek-2-2-2: II. sistem dayların U-Pb zirkon yaş analiz sonuçları.

		Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar					Yaş			
							$^{206}Pb/^{238}U$	1SE	$^{207}Pb/^{235}U$	1SE	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	2S	$^{207}Pb/^{235}U$	2S
III. Sistem	FS14-41-1	K40^0-50^{0}D yönlü bazalt daykları													
		41-1-1	2280	1855	62.3	0.81	0.0425	0.0007	0.321	0.018	0.38	268.2	4.3	282	14
		41-1-2	2187	1740	59.6	0.79	0.0425	0.0006	0.322	0.019	0.20	268	4.3	282	14
		41-1-3	1566	340	55.6	0.22	0.0425	0.0008	0.317	0.021	0.23	268	4.6	279	17
		41-1-4	257	65	41.3	0.25	0.0360	0.0010	0.278	0.029	0.05	228	6.1	252	23
		41-1-5	1214	255	12.6	0.21	0.0107	0.0002	0.071	0.007	0.01	68.4	1.5	70	6
		41-1-6	148	51	16.2	0.34	0.0076	0.0005	0.083	0.026	0.04	48.8	3.0	62	22
	FS14-28	K75^{0}D yönlü granit daykları-silleri													
		28-1	1549	974	78.6	0.62	0.0404	0.0006	0.300	0.018	0.02	256	4.0	265	14
		28-2	1238	607	97.2	0.49	0.0404	0.0006	0.290	0.019	0.05	255	3.9	258	15
		28-3	1742	456	69.3	0.26	0.0410	0.0006	0.295	0.017	0.00	259	3.8	261	14
		28-4	1389	264	67.2	0.19	0.0412	0.0006	0.298	0.018	0.01	260	3.9	266	14
		28-5	315	279	55.6	0.56	0.0413	0.0011	0.284	0.031	0.09	261	6.5	252	24
		28-6	2710	714	45.6	0.26	0.04199	0.00055	0.3010	0.0144	0.55	265.2	6.8	267	22
		28-7	445	195	38.9	0.43	0.0424	0.0009	0.295	0.023	0.00	268	5.3	259	18
		28-8	1114	883	52.6	0.79	0.04301	0.00053	0.3318	0.0132	0.56	271.5	6.5	291	20
		28-9	240	81.3	28.1	0.34	0.07156	0.00101	0.5942	0.0341	0.55	445.6	12.1	474	43
		28-10	814	1194	65.2	1.46	0.0510	0.0008	0.373	0.022	0.11	320	4.9	320	17
		28-11	993	1213	24.9	1.22	0.0493	0.0008	0.371	0.023	0.14	310	4.9	320	17
		28-12	1055	1643	85.3	1.55	0.0486	0.0008	0.354	0.022	0.20	306	4.7	307	17
		28-13	1082	1314	64.6	1.21	0.0475	0.0007	0.350	0.021	0.07	299	4.6	304	15
		28-14	631	465	63.5	0.73	0.0473	0.0009	0.354	0.025	0.05	298	5.4	308	19
		28-15	357	44	6.22	0.12	0.0379	0.0009	0.279	0.026	0.14	240	5.4	247	21
		28-16	210	129	5.68	0.61	0.0366	0.0012	0.332	0.045	0.07	232	7.2	289	34
		28-17	531	249	4.69	0.46	0.0366	0.0008	0.275	0.023	0.12	232	4.8	248	19
	FS14-27-2	K80^{0}B yönlü andezit daykları													
		27-2-1	233	349	63.2	1.49	0.04035	0.00073	0.2862	0.0088	0.36	255.0	4.5	255.3	7
		27-2-2	235	350	98.1	1.49	0.04034	0.00074	0.2861	0.0087	0.36	255.1	8.8	255.4	7.1
		27-2-3	184	90.8	75.3	0.49	0.04141	0.00073	0.297	0.01	0.09	261.6	4.5	263.6	8.2
		27-2-4	440	317	64.5	0.72	0.0415	0.0007	0.3024	0.0063	0.38	262.1	4.4	268.1	4.9
		27-2-5	175	92.4	63.7	0.52	0.04142	0.00072	0.298	0.01	0.09	262.3	8	264.5	8
		27-2-6	663	389	75.6	0.59	0.0427	0.001	0.3078	0.0072	0.66	269.5	6.2	273.4	6
		27-2-7	764	340	31.3	0.44	0.0370	0.0009	0.276	0.030	0.10	228	6.0	252	22.0
		27-2-8	79.2	60.2	32.8	0.54	0.03173	0.0006	0.227	0.013	0.01	201.3	3.8	207	11
		27-2-9	1910	438	12.3	0.23	0.01083	0.00018	0.0716	0.0021	0.33	69.4	1.2	70.2	2
		27-2-10	431	296	21.5	0.69	0.0974	0.0019	0.827	0.018	0.61	599.1	11	612	10
		27-2-11	1650	661	82.1	0.40	0.0516	0.00079	0.3775	0.0044	0.57	324.3	4.8	325.8	3.5

Ek-2-3-1: III. sistem dayların U-Pb zirkon yaş analiz sonuçları.

		Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar					Yaş			
							$^{206}Pb/^{238}U$	1SE	$^{207}Pb/^{235}U$	1SE	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	2S	$^{207}Pb/^{235}U$	2S
III. Sistem	FS14-47	K80^{0}D yönlü andezit dayklari													
		47-1	752	717	20.5	0.95	0.03814	0.00054	0.272	0.012	0.112	241.2	3.3	241.2	9.2
		47-2	360	88.1	20.6	0.24	0.03835	0.0011	0.273	0.05	0.068	242.5	6.9	238	47
		47-3	142.1	76.1	18.6	0.54	0.03881	0.00097	0.302	0.033	0.039	245.2	6	250	28
		47-4	436.1	817	13.1	1.87	0.03891	0.00063	0.287	0.016	0.156	246	3.9	254	13
		47-5	893	2092	17.3	2.34	0.03898	0.00047	0.275	0.0098	0.002	246.4	2.9	245.1	7.7
		47-6	690	473	5.23	0.69	0.03977	0.00053	0.289	0.012	0.097	251.3	3.3	254	9.8
		47-7	174.4	124.6	32.7	0.71	0.04021	0.00083	0.3	0.027	0.011	254	5.1	251	22
		47-8	1184	1378	19.6	1.16	0.04087	0.00049	0.2939	0.009	0.136	258.2	3	259.5	7
		47-9	217.7	138.3	17.3	0.64	0.04108	0.00077	0.315	0.025	0.109	259.4	4.8	264	20
		47-10	281.7	199.4	24.7	0.71	0.04122	0.00066	0.287	0.017	0.134	260.3	4.1	251	14
		47-11	230.3	232	26.6	1.01	0.04136	0.00079	0.311	0.025	0.090	261.1	4.9	262	20
		47-12	538	334	31.4	0.62	0.04168	0.00061	0.301	0.015	0.043	263.2	3.8	263	12
		47-13	675	1514	9.24	2.24	0.03717	0.00052	0.269	0.013	0.021	235.2	3.2	238	11
		47-14	542	1037	8.63	1.91	0.03719	0.00056	0.268	0.017	0.191	235.3	3.5	239	13
		47-15	640	1892	7.63	2.96	0.03727	0.00055	0.267	0.013	0.030	235.8	3.4	238	10
		47-16	395	431	7.63	1.09	0.03731	0.001	0.292	0.041	0.024	236.1	6.5	257	33
	FS14-23-1	K50^{0}D yönlü andezit dayklari													
		23-1-1	884	2670	15.6	3.02	0.03814	0.00065	0.288	0.018	0.049	241.2	4	252	14
		23-1-2	673.7	708	17.2	1.05	0.03899	0.00065	0.275	0.019	0.080	246.5	4	241	15
		23-1-3	383	279.2	18.6	0.73	0.03921	0.00059	0.27	0.017	0.059	247.8	3.7	235	14
		23-1-4	294	642	15.6	2.18	0.03916	0.00068	0.292	0.021	0.058	247.5	4.2	251	15
		23-1-5	635	794	12.2	1.25	0.03958	0.00059	0.283	0.015	0.206	250.2	3.7	249	12
		23-1-6	157.2	156.9	11.5	1.00	0.0405	0.00097	0.287	0.028	0.142	255.9	6	243	23
		23-1-7	1178	213.1	14.9	0.18	0.04066	0.00061	0.295	0.015	0.115	256.8	3.8	258	12
		23-1-8	109.3	146.9	14.1	1.34	0.0406	0.0011	0.267	0.033	0.054	257.1	6.9	218	27
		23-1-9	512	275.7	10.6	0.54	0.04094	0.00079	0.298	0.025	0.015	258.5	4.9	251	20
		23-1-10	265.7	454	4.63	1.71	0.03475	0.00063	0.25	0.017	0.000	220.1	3.9	222	14
		23-1-11	877.6	777	3.12	0.89	0.03656	0.0007	0.259	0.0098	0.211	231.4	4.4	233	8
		23-1-12	280	266	3.47	0.95	0.03712	0.00091	0.271	0.03	0.046	234.8	5.7	234	22
		23-1-13	2416	4220	4.65	1.75	0.03752	0.0005	0.2669	0.009	0.023	237.4	3.1	238.6	7.3
		23-1-14	298	539	4.21	1.81	0.03761	0.00071	0.31	0.023	0.005	237.9	4.4	269	17
	FS-14	K50^{0}D yönlü andezit dayklari													
		14-1	905	712	18.9	0.79	0.03784	0.00051	0.269	0.012	0.073	239.4	3.2	238.3	9.2
		14-2	736	981	21.6	1.33	0.03845	0.00048	0.271	0.011	0.049	243.2	2.9	241.6	8.5
		14-3	400	500	24.8	1.25	0.03895	0.00058	0.285	0.016	0.072	246.3	3.6	249	12
		14-4	570.4	760	25.6	1.33	0.039	0.00055	0.282	0.012	0.004	246.6	3.4	248.7	9.5
		14-5	322	250	17.6	0.78	0.03923	0.00082	0.307	0.027	0.034	248	5.1	262	21
		14-6	787	891	15.3	1.13	0.0393	0.00057	0.294	0.011	0.065	248.4	3.6	258	8.6
		14-7	600	728	12.6	1.21	0.03953	0.00057	0.287	0.014	0.107	249.8	3.6	253	11
		14-8	358	383	15.6	1.07	0.03969	0.0008	0.281	0.026	0.005	251.2	4.9	245	22
		14-9	274.3	275	18.6	1.00	0.04023	0.00078	0.304	0.024	0.097	254.1	4.8	257	19
		14-10	329.4	441	13.5	1.34	0.04039	0.00064	0.292	0.017	0.142	255.1	4	255	14
		14-11	131.7	59.2	12.6	0.45	0.04066	0.00093	0.301	0.029	0.048	256.7	5.8	247	23
		14-12	657.9	832	12.7	1.26	0.04076	0.00064	0.299	0.016	0.170	257.5	4	262	12
		14-13	633	490	19.3	0.77	0.04179	0.00057	0.301	0.014	0.024	263.9	3.5	265	11
		14-14	174.2	194.7	24.5	1.12	0.04308	0.00084	0.303	0.027	0.158	271.8	5.2	255	21
		14-15	1243	5100	9.63	4.10	0.03508	0.00067	0.2505	0.015	0.112	222.5	4.2	224.5	12
		14-16	1529	4620	8.12	3.02	0.03023	0.00094	0.2129	0.0097	0.463	191.8	5.9	193.2	8

Ek-2-3-2: III. sistem daykların U-Pb zirkon yaş analiz sonuçları.

		Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar					Yaş			
							$^{206}Pb/^{238}U$	1SE	$^{207}Pb/^{235}U$	1SE	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	2S	$^{207}Pb/^{235}U$	2S
IV. Sistem	FS-35	K40^{0}D yönlü bazalt dayklari													
		35-1	185	101	30.4	0.54	0.03026	0.00096	0.2132	0.0095	0.30	193	5	194.2	6
		35-2	176	92.3	28.6	0.31	0.03044	0.00054	0.2123	0.0076	0.18	193.3	3.4	195.2	6.4
	FS-3b	K10^{0}D yönlü lamprofir dayklari													
		3b-1	120	109	32.9	0.91	0.0272	0.0006	0.1878	0.0073	0.45	173	4	175	6
		3b-2	535	1845	35.8	3.45	0.0276	0.0006	0.1860	0.0048	0.44	174.4	5.8	173	3
	FS-4B	K20^{0}D yönlü lamprofir dayklari													
		4B-1	71	38	40.5	0.53	0.01732	0.00024	0.127	0.022	0.20	110.6	3	11	6
		4B-2	64	46	45.9	0.71	0.01747	0.00039	0.176	0.03	0.10	111.6	5	110	8
	FS14-12-1	K60^{0}D yönlü andezit dayklari													
		12-1-1	9892	2473	65.4	0.25	0.0140	0.0002	0.105	0.006	0.06	89.8	1.4	101	6
		12-1-2	4432	1698	52.3	0.38	0.0139	0.0002	0.092	0.006	0.08	89.0	1.4	89	5
		12-1-3	4328	1526	60.2	0.35	0.0140	0.0002	0.098	0.006	0.07	89.9	1.5	95	6
		12-1-4	6850	2545	55.4	0.37	0.0139	0.0002	0.097	0.006	0.12	89.2	1.4	94	6
		12-1-5	3680	1195	62.4	0.32	0.0138	0.0003	0.100	0.008	0.12	88.6	1.7	97	7
		12-1-6	8440	2500	74.8	0.29	0.0137	0.0002	0.111	0.007	0.09	87.5	1.4	107	6
		12-1-7	2750	583	52.3	0.21	0.0139	0.0002	0.091	0.006	0.09	89.0	1.5	89	6
		12-1-8	4524	699	45.4	0.15	0.0137	0.0003	0.091	0.008	0.01	88.0	2.2	88	7
		12-1-9	3140	680	47.3	0.22	0.0130	0.0002	0.102	0.007	0.06	83.1	1.4	99	7
		12-1-10	5990	7370	41.3	1.23	0.0136	0.0002	0.104	0.007	0.35	86.9	1.5	100	6
		12-1-11	5920	1378	61.9	0.23	0.0138	0.0002	0.102	0.006	0.08	88.3	1.4	99	6
		12-1-12	1573	472	34.5	0.3	0.0131	0.0002	0.101	0.008	0.02	84.0	1.5	97	7
		12-1-13	6080	12900	28.6	2.12	0.0138	0.0003	0.120	0.008	0.20	88.6	1.6	115	8
		12-1-14	6885	2405	52.3	0.35	0.0135	0.0002	0.101	0.006	0.05	86.4	1.4	97	6
		12-1-15	3829	1280	50.1	0.33	0.0136	0.0003	0.115	0.009	0.09	87.0	1.8	110	8
		12-1-16	2147	421	27.6	0.2	0.0127	0.0003	0.100	0.009	0.04	81.2	2.2	96	8
		12-1-17	1760	305	12.6	0.17	0.0102	0.0002	0.068	0.007	0.09	65.6	1.3	66	7
		12-1-18	98	53	11.6	0.54	0.0092	0.0006	0.371	0.052	0.00	58.7	3.8	336	38
		12-1-19	200	118	20.4	0.59	0.0936	0.0033	0.910	0.120	0.09	577	19	654	70
		12-1-20	91	62	14.6	0.68	0.0960	0.0021	0.824	0.075	0.03	590	12	604	42
		12-1-21	230	297	16.1	1.29	0.0978	0.0018	0.825	0.060	0.18	601	11	607	34
		12-1-22	270	44	14.5	0.16	0.1377	0.0025	1.311	0.090	0.23	832	14	847	41
	FS-2-1	D-B yönlü bazalt dayklari													
		2-1-1	87.2	52	55.6	0.60	0.0138	0.0011	0.184	0.081	0.028	88	6.9	36	64
		2-1-2	507	995	65.2	1.96	0.01349	0.00034	0.095	0.011	0.009	86.3	2.2	89	10
		2-1-3	357	132	63.4	0.37	0.01339	0.0014	0.101	0.072	0.188	85.6	8.6	88	63
		2-1-4	96.3	59.1	52.7	0.61	0.0131	0.0012	0.123	0.078	0.207	84	7.9	88	66
		2-1-5	354.5	532	32.4	1.50	0.00999	0.00039	0.066	0.015	0.066	64	2.5	62	14
		2-1-6	117.1	43.4	78.6	0.37	0.0919	0.0018	1.089	0.076	0.268	566.1	10	696	37

Ek-2-4-1: IV. sistem daykların U-Pb zirkon yaş analiz sonuçları.

		Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar					Yaş			
							$^{206}Pb/^{238}U$	1SE	$^{207}Pb/^{235}U$	1SE	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	2S	$^{207}Pb/^{235}U$	2S
IV. Sistem	FS14-20	K70^{0}D yönlü andezit dayklari													
		20-1	2180	457	12.6	0.20	0.01095	0.00010	0.0738	0.0016	0.10	70.1	1.2	72.1	1.5
		20-2	1570	205	14.9	0.13	0.01112	0.00020	0.0735	0.0023	0.05	71.4	1.2	72.2	2
		20.3	1280	135	17.6	0.10	0.01114	0.00020	0.0730	0.0022	0.10	71.5	1.2	71.3	1.8
		20-4	1780	450	16.3	0.25	0.01115	0.00020	0.0735	0.0019	0.10	71.6	1.1	72.1	1.4
		20-5	1870	265	12.8	0.14	0.01123	0.00023	0.0758	0.0015	0.10	71.9	1.4	74.3	1.2
		20-6	1960	310	17.9	0.15	0.01148	0.00024	0.075	0.0018	0.15	73.4	1.2	75.5	1.1
	FS-13	K85^{0}D yönlü bazalt dayklari													
		13-1	289	1150	20.5	3.97	0.0101	0.0003	0.076	0.012	0.027	65	1.8	70	11
		13-2	843	12440	18.6	14.76	0.01018	0.00024	0.0659	0.0061	0.141	65.3	1.5	64	5.7
		13-3	670	3407	15.3	5.09	0.01021	0.00024	0.0689	0.0066	0.057	65.5	1.5	67	6.4
		13-4	167.4	145.4	17.6	0.87	0.0105	0.00044	0.074	0.018	0.098	67.3	2.8	67	17
		13-5	201.2	180.5	10.6	0.90	0.01068	0.0004	0.077	0.015	0.070	68.6	2.5	69	14
		13-6	217	469	12.7	2.16	0.0107	0.0007	0.080	0.031	0.088	68.2	4.1	72	29
		13-7	125	88.3	11.2	0.71	0.0108	0.00053	0.102	0.029	0.042	69.2	3.4	68	25
		13-8	704	9450	15.7	13.42	0.01083	0.00032	0.0778	0.0083	0.008	69.4	2.1	69	7.9
		13-9	53.8	31.12	21.6	0.58	0.0114	0.0013	0.19	0.1	0.007	73.1	8.2	82	93
		13-10	420	1496	14.6	3.56	0.0100	0.0003	0.069	0.009	0.076	63.8	1.6	65	8
		13-11	319	267	45.8	0.84	0.0855	0.0011	0.699	0.028	0.142	529	6.6	529	17
		13-12	74	88	52.6	1.20	0.0837	0.0047	0.620	0.160	0.012	517	28	400	110
	FS-7D	K75^{0}D yönlü dasit dayklari													
		7D-1	448	209	4.58	0.47	0.01005	0.00022	0.0668	0.0151	0.52	64.5	2.8	65.7	28.5
		7D-2	391	201	4.16	0.51	0.01011	0.00027	0.0666	0.0217	0.52	64.9	3.4	65.5	40.8
		7D-3	224	195	2.51	0.87	0.01040	0.00063	0.0705	0.0536	0.52	66.7	8.0	69.2	99.1
		7D-4	720	1211	10.53	1.68	0.01065	0.00027	0.0727	0.0133	0.53	68.3	3.4	71.3	24.9
		7D-5	525	474	6.45	0.90	0.01079	0.00032	0.0747	0.0186	0.53	69.3	4.1	73.2	34.8
		7D-6	432	222	4.48	0.51	0.00979	0.00033	0.0666	0.0224	0.52	62.9	4.2	65.5	42.1
		7D-7	1738	952	20.00	0.55	0.01068	0.00018	0.0861	0.0069	0.54	68.5	2.3	83.9	12.8
		7D-8	394	240	4.54	0.61	0.01011	0.00035	0.1004	0.0254	0.53	64.9	4.4	97.1	46.2
		7D-9	545	831	7.39	1.52	0.00992	0.00030	0.0832	0.0203	0.53	63.7	3.8	81.1	37.7
		7D-10	791	554	7.70	0.70	0.00893	0.00023	0.0296	0.0124	0.51	57.4	5.8	29.6	24.3
		7D-11	525	260	44.28	0.50	0.08003	0.00126	0.7075	0.0402	0.56	496.3	15.0	543.3	46.9
		7D-12	124	117	12.29	0.94	0.08387	0.00168	0.6509	0.0769	0.54	519.2	20.0	509.1	91.1

Ek-2-4-2: IV. sistem daykların U-Pb zirkon yaş analiz sonuçları.

		Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar						Yaş			
							$^{206}Pb/^{238}U$	1SE	$^{207}Pb/^{235}U$	1SE	Rho		$^{206}Pb/^{238}U$	2S	$^{207}Pb/^{235}U$	2S
IV. Sistem		K80⁰B yönlü bazaltik andezit daykları														
	FS-5	5-1	80.4	89.8	12.4	1.12	0.0114	0.00057	0.069	0.03	0.050		73	3.6	39	27
		5-2	161.9	299	11.6	1.85	0.01054	0.00047	0.058	0.019	0.065		67.5	3	47	18
		5-3	81.5	103.9	8.58	1.27	0.0109	0.0011	0.117	0.075	0.067		70.5	7.4	62	65
		5-4	95.2	106	9.47	1.11	0.01086	0.00058	0.1	0.035	0.103		69.6	3.7	70	31
		5-5	154.9	140.4	6.73	0.91	0.01049	0.00063	0.088	0.03	0.086		67.2	4	74	28
		5-6	197.7	1563	15.6	7.91	0.01041	0.00041	0.077	0.019	0.089		66.7	2.6	70	17
		5-7	201.3	421.5	11.3	2.09	0.01032	0.00038	0.068	0.013	0.010		66.2	2.4	64	13
		5-8	473	1756	16.7	3.71	0.00951	0.00026	0.0574	0.0078	0.035		61	1.7	55	7.4
		5-9	527.7	1589	9.63	3.01	0.00961	0.00026	0.0697	0.0088	0.088		61.7	1.7	66	8.2
		5-10	417	349	9.14	0.84	0.00964	0.00031	0.065	0.011	0.005		61.8	2	63	11
		5-11	378	771	8.37	2.04	0.00972	0.00032	0.066	0.011	0.008		62.3	2.1	61	11
		5-12	391	288	6.57	0.74	0.00984	0.00042	0.077	0.017	0.042		63.3	2.7	68	16
		5-13	275.8	178.7	6.39	0.65	0.00982	0.00033	0.072	0.013	0.047		63	2.1	64	12
		5-14	333.3	280.8	7.25	0.84	0.00982	0.00031	0.091	0.011	0.045		63	2	87	11
		5-15	326.1	474	10.7	1.45	0.00994	0.00034	0.066	0.012	0.034		63.7	2.1	60	11
		5-16	556	664	11.6	1.19	0.0099	0.00021	0.0695	0.0074	0.082		63.5	1.4	65.6	6.9
		5-17	356	4360	12.7	12.25	0.01001	0.00032	0.066	0.012	0.024		64.2	2	64	12
		5-18	977.6	1487	13.7	1.52	0.01001	0.00018	0.0712	0.0061	0.034		64.2	1.2	68.5	5.7
		5-19	840	2498	15.7	2.97	0.01016	0.00025	0.067	0.0067	0.021		65.1	1.6	65	6.3
		5-20	349.8	864	6.63	2.47	0.01004	0.0003	0.0696	0.01	0.025		64.4	1.9	66	9.5
		5-21	292	215	6.47	0.74	0.01023	0.00043	0.071	0.02	0.076		65.6	2.8	69	20
		5-22	401.8	691	5.38	1.72	0.01021	0.00029	0.0677	0.0092	0.108		65.5	1.8	65	8.8
		5-23	272.6	187.2	52.8	0.69	0.0911	0.0019	0.839	0.054	0.014		561.7	11	600	30
		5-24	380	328	57.3	0.86	0.0908	0.0017	0.749	0.031	0.066		560.2	9.9	555	18
		5-25	270.7	252.4	60.6	0.93	0.0889	0.0013	0.744	0.034	0.157		549.2	7.6	549	20
		5-26	430	204.7	40.6	0.48	0.0885	0.0014	0.733	0.048	0.059		546.6	7.9	547	23
		5-27	258.9	276.1	60.4	1.07	0.0834	0.0014	0.691	0.035	0.051		516.2	8	520	22
		5-28	424	209.8	36.8	0.49	0.07618	0.0014	0.598	0.049	0.165		473.1	8.1	466	29
	FS14-5&3-8	K80⁰B yönlü bazaltik andezit daykları														
		8-1	9170	10800	12.6	1.18	0.009193	0.000094	0.0613	0.0015	0.139		58.99	0.6	60.4	1.4
		8-2	830	4240	9.69	5.11	0.00958	0.00077	0.072	0.05	0.194		61.9	4.9	80	35
	FS14-50	K20⁰B yönlü bazaltik andezit daykları														
		50-2-1	138.1	68.1	15.6	0.49	0.00815	0.00054	0.069	0.038	0.023		52.3	3.4	56	31
		50-2-2	106.7	60.4	12.3	0.57	0.0075	0.00058	0.186	0.044	0.084		48.1	3.7	144	40

Ek-2-4-3: IV. sistem dayklarının U-Pb zirkon yaş analiz sonuçları.

	örnek	kıvrımlanmış dasit daykları			kıvrımlanmış diyoritik diyabaz daykları			kıvrımlanmış andezit daykları		
		FS14-46-1	FS14-46-2	FS14-44-1	FS14-06-1	FS14-07	FS14-101	FS-35	FS-35-4	FS-4D
Ana elementler %	SiO_2	63.54	63.12	64.95	55.84	54.89	53.73	54.85	54.37	56.98
	TiO_2	0.52	0.55	0.52	0.72	0.78	1.84	0.71	0.71	0.71
	Al_2O_3	15.55	15.98	15.65	14.20	14.36	14.89	18.08	18.08	14.76
	Fe_2O_3	5.38	5.63	5.00	7.59	8.06	8.52	6.78	7.00	3.76
	MnO	0.12	0.13	0.11	0.25	0.20	0.23	0.15	0.16	0.09
	MgO	1.05	1.12	1.30	3.50	4.40	2.31	3.49	3.66	2.00
	CaO	3.53	3.68	2.31	1.27	3.21	5.51	6.76	6.83	4.57
	Na_2O	4.22	4.32	4.98	4.18	2.67	6.62	4.41	4.33	3.58
	K_2O	2.01	1.93	2.66	1.71	1.87	0.79	1.29	1.19	1.96
	P_2O_5	0.20	0.25	0.19	0.08	0.10	0.67	0.18	0.19	0.18
	Cr_2O_3	0.019	0.012	0.019	0.016	0.015	0.017	0.009	0.008	0.016
	LOI	3.7	2.2	2.2	2.7	3.7	4.8	3.1	3.3	1.5
	Toplam	99.84	99.85	99.80	99.84	99.80	99.86	99.84	99.80	99.86
İz elementler ve nadir toprak elementler (REE) ppm	Sc	8	9	8	21	25	19	22	21	14
	V	20	22	16	132	158	95	204	195	117
	Cr	128.70	81.30	135.20	107.52	101.85	110.72	63.56	56.50	113.00
	Co	6.8	7.1	6.6	16.1	21.0	7.8	18.5	21.2	10.8
	Ni	19	20	24	29	34	18	44	38	46
	Zn	52	54	63	69	66	64	62	63	27
	Ga	17.00	18.25	15.10	17.10	17.00	17.10	15.70	15.60	12.50
	Rb	31.3	32.7	49.8	43.7	49.9	7.2	22.8	20.6	56.7
	Sr	519.8	524.7	235.5	96.2	178.9	119.5	503.3	498.4	349.8
	Y	30.6	31.4	31.6	24.9	32.0	45.9	18.8	17.5	15.5
	Zr	238.7	240.1	240.3	126.0	130.2	191.4	83.9	88.1	104.7
	Nb	12.5	13.1	13.1	6.2	6.1	7.7	9.8	10.6	8.7
	Th	5.0	5.1	5.1	6.4	5.5	3.6	2.7	2.8	4.2
	Cs	1.30	1.40	1.00	1.10	1.70	0.10	1.30	1.30	1.70
	Ba	662	674	625	369	504	220	321	296	349
	Pb	5.6	5.9	6.2	0.4	0.7	0.4	2.0	2.4	1.7
	Ta	1.00	1.10	0.90	0.30	0.40	0.40	0.40	0.20	0.30
	Hf	5.7	5.8	5.7	3.8	3.7	5.1	2.2	2.1	2.2
	U	1.50	1.70	1.60	1.60	1.60	1.30	0.30	0.40	1.40
	La	20.5	21.3	21.4	20.7	21.0	28.5	19.0	18.9	20.1
	Ce	42.4	43.5	38.0	40.3	42.0	61.6	25.0	35.0	25.0
	Pr	4.93	5.96	5.04	4.49	5.25	7.88	3.54	3.55	3.24
	Nd	20.5	21.6	21.6	18.1	21.2	35.7	13.9	15.0	11.4
	Sm	4.74	5.72	4.41	4.38	4.89	8.70	2.99	2.96	2.33
	Eu	1.16	1.20	1.21	1.16	1.31	2.72	1.02	1.01	0.76
	Gd	4.83	4.96	5.04	4.01	5.20	9.57	3.22	3.41	2.67
	Tb	0.86	0.94	0.85	0.71	0.90	1.61	0.55	0.54	0.41
	Dy	5.48	6.65	5.08	4.51	5.29	9.72	3.41	3.45	2.19
	Ho	1.10	1.20	1.17	1.01	1.23	2.02	0.71	0.70	0.50
	Er	3.34	3.45	3.44	2.95	3.68	5.86	1.91	2.07	1.49
	Tm	0.51	0.61	0.53	0.44	0.56	0.83	0.30	0.29	0.26
	Yb	3.60	3.70	3.62	2.80	3.67	5.04	1.92	1.95	1.60
	Lu	0.57	0.61	0.56	0.45	0.58	0.79	0.31	0.30	0.26

Ek-3-1: I. sistem daykların jeokimya analiz sonuçları.

	örnek	K80^{0}D yönlü dasit daykları			K50^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları			K15^{0}B yönlü dasit daykları		
		FS14-29	FS14-117	FS14-128	FS116	FS118	FS120	FS14-32-1	FS14-165	FS-151
Ana elementler %	SiO_2	65.03	66.21	67.02	52.34	53.09	53.12	65.53	64.21	63.58
	TiO_2	0.37	0.36	0.35	1.36	1.33	1.35	0.57	0.61	0.68
	Al_2O_3	14.82	15.62	13.55	16.57	16.48	16.53	16.77	16.25	16.20
	Fe_2O_3	6.09	5.69	6.32	10.56	10.30	10.36	5.07	6.56	6.27
	MnO	0.07	0.06	0.05	0.19	0.17	0.18	0.09	0.08	0.07
	MgO	1.19	1.28	1.11	4.98	4.83	4.92	1.14	1.28	1.32
	CaO	2.52	2.55	2.32	7.51	7.37	7.37	1.61	1.40	1.28
	Na_2O	2.82	2.98	3.05	3.68	3.67	3.62	7.48	7.56	7.69
	K_2O	1.57	1.98	1.38	0.69	0.70	0.71	0.74	0.68	0.48
	P_2O_5	0.12	0.15	0.11	0.20	0.20	0.19	0.18	0.19	0.17
	Cr_2O_3	0.019	0.018	0.020	0.004	0.003	0.003	0.019	0.018	0.019
	LOI	5.3	4.3	3.2	1.1	4.7	3.6	2.7	2.1	2.3
	Toplam	99.91	99.84	99.88	99.77	99.79	99.88	99.90	99.95	99.86
İz elementler ve nadir toprak elementler (REE) ppm	Sc	7	9	12	31	30	32	11	20	15
	V	16	14	11	278	240	201	50	36	40
	Cr	129.99	125.24	132.64	27.36	20.52	20.52	129.99	132.57	131.57
	Co	5.6	7.8	7.5	29.6	25.7	21.9	6.8	7.5	7.9
	Ni	18	20	19	19	15	13	19	27	29
	Zn	64	62	60	56	54	55	48	52	49
	Ga	17.1	18.2	16.2	18.1	17.2	17.6	17.4	18.9	19.2
	Rb	37.7	40.9	36.6	14.6	15.2	14.9	13.4	14.6	13.9
	Sr	131.8	125.8	114.6	297.1	221.1	245.5	283.2	211.7	350.7
	Y	44.8	42.4	46.3	34.1	33.0	33.8	29.7	30.7	32.9
	Zr	215.8	218.4	213.5	148.8	150.1	149.3	162.6	165.4	163.3
	Nb	9.0	10.3	8.9	4.7	4.8	4.9	4.9	5.2	5.1
	Th	5.1	5.3	5.1	1.9	1.9	1.9	3.8	3.9	4.1
	Cs	0.90	0.70	0.80	0.40	0.50	0.30	0.10	0.20	0.10
	Ba	130	132	128	133	135	145	152	155	154
	Pb	8.2	8.6	8.1	2.9	2.3	2.6	7.8	8.1	7.9
	Ta	0.50	0.70	0.50	0.40	0.40	0.40	0.20	0.30	0.30
	Hf	5.4	5.5	5.3	3.9	4.1	4.2	4.2	4.3	4.5
	U	1.5	1.6	1.7	0.8	0.6	0.7	1.2	1.3	1.1
	La	25.4	27.8	23.1	9.4	10.2	9.2	13.6	15.7	14.3
	Ce	36.2	38.1	34.8	23.0	23.0	24.0	29.7	30.7	29.9
	Pr	5.92	6.18	5.65	3.22	3.16	3.19	3.77	4.64	3.98
	Nd	25.6	27.4	23.8	15.9	14.2	14.7	16.0	18.0	17.0
	Sm	5.49	7.54	4.98	4.26	4.39	4.31	4.16	5.17	4.68
	Eu	1.48	1.42	1.57	1.28	1.29	1.27	1.19	1.29	1.24
	Gd	6.20	6.10	6.57	5.37	5.15	5.25	4.58	4.67	4.97
	Tb	1.06	1.27	1.17	0.96	0.96	0.97	0.82	0.96	0.87
	Dy	6.46	6.58	6.21	6.15	6.13	6.14	5.25	5.20	5.68
	Ho	1.39	1.57	1.28	1.30	1.32	1.31	1.15	1.25	1.39
	Er	4.22	4.11	4.38	4.17	3.92	4.12	3.27	3.52	3.10
	Tm	0.62	0.70	0.56	0.56	0.58	0.57	0.51	0.62	0.59
	Yb	3.91	3.98	3.97	3.76	3.36	3.40	3.23	3.29	3.32
	Lu	0.66	0.65	0.59	0.58	0.56	0.57	0.52	0.48	0.50

Ek-3-2-1: II. sistem daykların jeokimya analiz sonuçları.

	örnek	K-G yönlü diyabaz dayklan-silleri		K15^{0}D yönlü bazaltik andezit daykları			K5^{0}D yönlü bazaltik andezit daykları			
		FS1-17b	FS-1-c	FS14-15-2	FS14-15-12	FS14-15-3	FS14-25-4	FS14-31	FS-64	FS-72
Ana elementler %	SiO_2	48.80	49.84	53.85	52.68	53.65	52.87	52.93	52.67	52.78
	TiO_2	2.54	2.78	0.57	0.52	0.59	0.70	0.51	0.65	0.58
	Al_2O_3	16.03	16.59	12.55	13.47	12.78	18.93	19.41	18.36	17.25
	Fe_2O_3	12.11	10.78	6.23	6.34	6.29	6.75	8.10	7.75	8.37
	MnO	0.198	0.258	0.08	0.09	0.07	0.10	0.15	0.14	0.19
	MgO	3.27	4.02	4.06	4.15	4.10	2.54	3.98	2.97	4.12
	CaO	8.34	6.87	6.62	6.78	6.51	5.67	4.50	5.50	4.70
	Na_2O	3.64	4.01	3.89	3.98	3.85	4.46	4.91	4.50	5.05
	K_2O	0.12	0.06	1.51	1.47	1.65	1.26	0.74	1.35	0.98
	P_2O_5	0.52	0.86	0.53	0.57	0.51	0.10	0.08	0.15	0.11
	Cr_2O_3	0.015	0.010	0.025	0.030	0.009	0.018	0.019	0.025	0.020
	LOI	2.8	3.2	9.8	10.1	12.8	6.5	4.5	6.1	4.2
	Toplam	99.66	99.65	99.83	99.80	99.62	99.84	99.84	99.80	99.86
İz elementler ve nadir toprak elementler (REE) ppm	Sc	13	17	14	16	19	16	12	10	15
	V	184	201	103	120	108	143	110	136	129
	Cr	102.63	68.42	169.4	205.26	61.57	123.15	129.99	171.05	138.84
	Co	30.1	27.3	16.8	17.6	17.1	16.1	20.6	30.2	21.1
	Ni	119	105	57	65	78	19	19	30	20
	Zn	260	247	35	36	38	39	62	45	65
	Ga	20.1	20.4	14.6	16.2	15.7	15.4	15.6	16.3	15.9
	Rb	2.5	3.4	69.1	60.3	65.7	30.0	16.3	33.2	21.5
	Sr	580.6	610.2	637.2	660.3	590.5	509.0	402.4	530.9	421.8
	Y	50.8	49.2	15.2	16.6	16.7	17.7	14.9	19.8	16.7
	Zr	250.6	260.7	120.5	121.8	122.3	80.7	62.6	82.6	65.7
	Nb	13.1	14.2	11.1	12.2	12.8	2.3	1.6	2.8	1.9
	Th	6.2	5.9	7.5	7.7	7.6	1.4	1.2	1.5	1.3
	Cs	0.3	0.2	2.7	2.8	2.6	0.6	0.7	0.8	0.9
	Ba	28	32	736	740	741	182	190	210	194
	Pb	2.1	2.0	22.5	21.6	23.8	1.8	2.0	1.9	2.1
	Ta	0.9	0.5	0.6	0.8	0.7	0.1	0.1	0.2	0.2
	Hf	6.3	5.9	3.4	3.5	3.7	2.0	1.7	2.2	1.9
	U	1.9	1.7	5.7	5.8	5.6	0.4	0.4	0.5	0.6
	La	33.9	31.6	17.0	18.2	17.6	6.7	5.6	6.9	6.1
	Ce	69.4	71.1	34.0	42.0	45.0	13.6	11.6	13.9	12.7
	Pr	9.10	8.70	4.55	4.69	4.74	1.85	1.61	2.05	1.89
	Nd	38.0	41.0	18.9	19.4	19.2	8.5	7.3	8.5	7.3
	Sm	7.98	8.65	4.13	4.78	4.63	2.17	2.07	2.25	2.18
	Eu	2.15	2.79	1.07	1.14	1.19	0.85	0.70	0.95	0.76
	Gd	8.25	9.10	3.83	3.93	3.98	2.65	2.68	2.69	2.35
	Tb	1.39	1.65	0.53	0.57	0.61	0.48	0.40	0.50	0.45
	Dy	8.61	6.48	3.05	3.15	3.11	3.16	2.49	3.29	2.56
	Ho	1.97	1.65	0.58	0.67	0.61	0.66	0.52	0.79	0.62
	Er	3.60	4.90	1.58	1.63	1.60	1.96	1.53	2.06	1.61
	Tm	0.48	0.76	0.24	0.29	0.32	0.32	0.26	0.39	0.31
	Yb	3.69	5.24	1.50	1.70	1.60	1.85	1.68	1.95	1.72
	Lu	0.75	0.56	0.23	0.32	0.29	0.33	0.27	0.36	0.31

Ek-3-2-2: II. sistem daykların jeokimya analiz sonuçları.

	örnek	K40^0-50^{0}D yönlü bazalt dayklan				K80^{0}B yönlü andezit dayklan				K75^{0}D yönlü granit dayklan ve silleri			
		FS14-41-1	FS14-22-1	FS14-41-2	FS-68-1	FS14-27-2	FS14-26-3	FS14-132	FS-141	FS-14-28	FS14-28-3	FS14-20-5	FS14-23-G
Ana elementler %	SiO_2	47.54	47.76	47.87	47.21	54.89	55.81	54.76	55.96	70.14	70.26	70.93	71.21
	TiO_2	0.80	0.79	0.82	0.81	0.68	0.68	0.70	0.69	0.80	0.79	0.82	0.81
	Al_2O_3	17.80	18.51	17.97	17.70	19.30	19.26	19,.30	19.26	13.49	15.50	16.29	15.95
	Fe_2O_3	7.61	8.72	7.98	9.02	6.59	6.58	6.61	6.64	4.71	4.71	1.16	1.42
	MnO	0.11	0.14	0.13	0.15	0.12	0.11	0.13	0.12	0.07	0.06	0.01	0.02
	MgO	5.65	4.11	5.85	4.36	3.40	3.13	3.45	3.15	1.50	1.40	0.58	0.59
	CaO	6.58	6.45	7.12	6.96	2.92	2.62	2.95	2.65	1.98	2.05	1.95	1.99
	Na_2O	2.54	3.61	3.14	3.98	6.70	6.61	6.75	6.64	5.20	5.40	6.08	6.30
	K_2O	0.61	0.57	0.66	0.60	1.28	1.51	1.32	1.56	0.58	0.74	1.23	0.59
	P_2O_5	0.16	0.11	0.20	0.14	0.09	0.10	0.10	0.11	0.06	0.05	0.04	0.05
	Cr_2O_3	0.009	0.003	0.006	0.010	0.003	0.003	0.004	0.004	0.019	0.018	0.019	0.019
	LOI	3.1	6.1	4.1	6.2	3.8	3.3	3.8	3.3	1.8	1.8	1.5	1.6
	Toplam	99.82	99.86	99.82	99.83	99.78	99.76	99.80	99.82	99.93	99.95	99.91	99.91
İz elementler ve nadir toprak elementler (REE) ppm	Sc	22	19	25	20	15	15	15	15	15	13	1	2
	V	180	169	163	175	143	128	146	132	60	42	18	18
	Cr	61.57	20.52	41.05	68.42	20.30	20.30	27.36	27.36	129.99	125.21	129.99	129.99
	Co	17.8	22.1	19.2	24.3	16.2	15.0	14.6	24.3	7.5	9.6	10.7	9.6
	Ni	28	19	15	26	17	18	19	21	17	21	18	18
	Zn	74	58	79	64	51	54	53	56	60	65	19	12
	Ga	16.8	16.6	17.9	16.9	15.0	13.4	16.2	14.8	13.2	14.3	15.6	15.3
	Rb	9.0	12.3	13.4	8.3	25.5	30.1	27.7	32.6	13.0	15.2	25.7	10.0
	Sr	194.0	258.7	213.6	275.3	753.3	773.9	769.3	675.6	127.5	80.0	511.1	485.5
	Y	19.8	18.6	21.7	20.6	17.1	17.3	17.4	17.5	23.2	24.6	3.3	4.5
	Zr	103.3	82.4	105.5	85.2	80.5	77.8	81.3	78.6	81.1	82.2	94.2	117.8
	Nb	5.7	2.3	5.9	2.5	1.8	2.2	1.9	2.3	2.5	2.6	0.8	3.5
	Th	1.4	0.8	1.5	0.9	1.2	1.2	1.3	1.3	2.4	2.5	1.6	4.8
	Cs	0.8	2.6	0.9	2.7	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.7	0.4
	Ba	89	238	153	78	389	384	270	370	159	162	241	132
	Pb	1.2	1.8	1.3	1.9	2.1	2.3	2.3	2.5	1.1	1.2	2.3	2.9
	Ta	0.30	0.10	0.40	0.20	0.10	0.10	0.20	0.20	0.20	0.30	0.30	0.20
	Hf	2.6	2.4	2.8	2.9	2.2	2.2	2.1	2.3	2.4	2.5	2.4	3.1
	U	0.5	0.2	0.6	0.3	0.4	0.3	0.5	0.6	0.4	0.5	0.1	0.2
	La	10.3	5.6	12.3	7.7	7.6	5.8	7.9	6.1	7.8	9.5	10.3	19.2
	Ce	21.4	12.7	23.8	15.4	13.0	12.5	13.6	12.9	16.4	18.3	19.8	34.6
	Pr	2.71	1.75	3.54	2.48	1.74	1.75	1.79	1.81	2.17	2.29	2.21	3.66
	Nd	11.7	8.7	13.5	10.6	7.6	8.0	7.9	8.3	9.7	10.3	8.1	12.9
	Sm	2.60	2.51	2.72	2.58	2.09	2.31	2.11	2.42	2.80	2.80	1.47	2.03
	Eu	0.96	0.83	0.99	0.97	0.78	0.82	0.79	0.84	0.70	0.75	0.51	0.53
	Gd	3.03	2.81	3.34	2.96	2.56	2.74	2.63	2.79	3.14	3.16	1.27	1.52
	Tb	0.58	0.53	0.65	0.63	0.46	0.48	0.49	0.53	0.56	0.61	0.16	0.17
	Dy	3.45	3.45	3.67	3.72	2.96	3.11	3.25	3.56	3.79	3.96	0.68	0.82
	Ho	0.83	0.72	0.96	0.75	0.67	0.62	0.76	0.70	0.87	0.96	0.14	0.13
	Er	2.07	2.18	2.36	2.46	1.88	1.92	1.95	1.98	2.63	2.75	0.26	0.44
	Tm	0.33	0.31	0.36	0.32	0.30	0.29	0.36	0.32	0.44	0.45	0.03	0.07
	Yb	2.28	2.04	2.38	2.14	1.94	1.85	1.96	1.89	2.97	2.99	0.22	0.49
	Lu	0.34	0.33	0.46	0.39	0.29	0.31	0.36	0.39	0.48	0.25	0.04	0.07

Ek-3-3-1: III. sistem daykların jeokimya analiz sonuçları.

	örnek	K80^{0}D yönlü andezit daykları				K50^{0}D yönlü andezit daykları				K50^{0}D yönlü andezit daykları		
		FS14-64	FS14-47	FS14-85-2	FS14-52	FS14-23-1	FS14-33	FS14-34-1	FS14-35-1	FS-24-5	FS-14	FS-98-1
Ana elementler %	SiO_2	53.00	53.02	53.68	53.52	53.06	53.14	52.55	52.72	56.66	59.99	55.96
	TiO_2	0.65	0.66	0.69	0.62	0.67	0.62	0.60	0.62	0.50	0.50	0.65
	Al_2O_3	19.70	19.60	20.10	19.65	19.28	19.09	18.32	18.63	19.45	16.52	19.98
	Fe_2O_3	7.00	6.98	7.02	7.02	7.77	7.44	6.98	7.26	6.24	6.31	7.23
	MnO	0.120	0.130	0.140	0.120	0.150	0.140	0.140	0.130	0.110	0.140	0.130
	MgO	4.5	3.90	3.98	4.27	3.31	3.85	3.46	3.71	1.98	1.85	4.38
	CaO	5.4	7.36	7.56	5.34	5.45	5.93	7.30	6.38	4.34	2.73	5.98
	Na_2O	3.90	3.95	4.01	3.80	4.86	4.81	3.72	4.23	5.87	5.62	3.97
	K_2O	1.03	0.96	0.91	0.97	1.39	1.13	0.64	0.66	1.73	1.12	1.02
	P_2O_5	0.17	0.12	0.13	0.14	0.13	0.09	0.08	0.09	0.15	0.17	0.16
	Cr_2O_3	0.013	0.003	0.002	0.019	0.018	0.018	0.019	0.019	0.020	0.019	0.019
	LOI	4.1	2.1	3.2	4.4	3.8	3.6	6.1	5.4	2.8	3.9	4.4
	Toplam	99.80	99.84	99.82	99.85	99.83	99.83	99.86	99.85	99.84	99.89	99.64
İz elementler ve nadir toprak elementler (REE) ppm	Sc	13	14	16	11	13	15	14	14	7	5	12
	V	120	136	139	114	135	134	139	131	68	28	116
	Cr	90.40	20.30	13.50	128.70	123.15	12.68	129.99	129.99	136.84	129.99	128.70
	Co	17.0	20.1	20.7	16.9	18.1	20.4	18.7	19.8	11.0	8.2	17.2
	Ni	20	19	25	19	19	17	18	19	17	20	21
	Zn	45	50	55	47	65	49	42	44	52	68	49
	Ga	16.2	16.7	17.3	16.4	18.0	14.5	14.8	16.1	16.4	15.0	16.6
	Rb	28.40	25.70	56.10	30.30	31.80	31.40	15.60	15.70	41.50	28.50	30.60
	Sr	260.7	335.8	340.4	235.2	485.4	490.1	303.8	353.9	549.7	326.9	237.6
	Y	16.7	16.6	17.5	17.4	17.9	16.8	15.1	16.1	16.8	23.5	18.1
	Zr	90.4	92.0	93.0	99.1	95.7	72.8	71.0	76.2	113.6	151.1	99.9
	Nb	10.0	4.7	4.9	5.1	2.6	1.3	1.3	1.6	2.7	3.4	5.6
	Th	2.9	2.7	2.8	2.6	0.8	1.1	1.2	1.2	1.6	2.1	2.7
	Cs	2.6	1.1	1.2	2.6	0.6	1.4	1.8	1.5	0.4	1.2	2.7
	Ba	170	161	175	159	156	176	187	140	364	204	165
	Pb	2.0	5.5	5.6	1.9	2.4	2.1	1.5	1.1	2.2	2.6	2.1
	Ta	0.4	0.2	0.3	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.3
	Hf	2.8	2.2	2.3	2.7	2.5	2.1	1.8	2.2	2.8	3.8	2.8
	U	1.0	0.7	0.8	1.0	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5	0.9	1.0
	La	10.2	10.4	11.1	11.1	6.3	5.3	6.0	5.2	7.8	8.8	11.6
	Ce	15.0	19.4	20.3	21.0	13.8	12.1	11.2	12.1	18.2	22.0	21.4
	Pr	2.87	2.40	2.90	2.49	1.98	1.56	1.54	1.60	2.29	2.97	2.69
	Nd	10.1	10.2	11.3	10.8	8.1	7.3	6.8	7.1	10.5	14.0	11.3
	Sm	2.70	2.34	2.57	2.69	2.51	2.07	1.91	2.04	2.52	3.41	2.86
	Eu	0.80	0.88	0.98	0.85	0.90	0.80	0.69	0.76	0.84	0.99	0.89
	Gd	2.93	2.63	2.70	2.91	2.82	2.37	2.47	2.41	2.69	3.44	3.02
	Tb	0.57	0.48	0.54	0.51	0.53	0.41	0.41	0.44	0.47	0.64	0.63
	Dy	3.25	2.71	2.78	3.06	3.06	2.64	2.72	2.60	2.91	4.03	3.16
	Ho	0.60	0.60	0.70	0.62	0.72	0.58	0.63	0.64	0.63	0.85	0.68
	Er	2.00	2.01	2.32	2.09	2.20	1.78	1.74	1.77	1.85	2.54	2.12
	Tm	0.32	0.26	0.29	0.31	0.32	0.25	0.29	0.28	0.32	0.43	0.39
	Yb	2.01	1.94	1.99	2.06	2.24	1.66	1.71	1.84	2.15	2.75	2.12
	Lu	0.40	0.31	0.38	0.30	0.34	0.28	0.28	0.30	0.35	0.45	0.35

Ek-3-3-2: III. sistem daykların jeokimya analiz sonuçları.

	örnek	K40^{0}D yönlü bazalt dayklari			K10^{0}D yönlü lamprofir dayklari		K20^{0}D yönlü lamprofir dayklari	
		FS-35	FS14-39	FS14-40	FS-3E	FS-3D	FS-4f	FS-4g
Ana elementler %	SiO_2	45.2	46.38	45.87	48.75	47.23	46.12	49.12
	TiO_2	1.73	1.65	1.92	1.92	1.78	1.63	1.52
	Al_2O_3	15.92	16.84	17.05	15.86	16.02	18.10	17.90
	Fe_2O_3	11.24	9.54	10.04	10.28	9.67	9.10	9.52
	MnO	0.145	0.172	0.147	0.152	0.145	0.147	0.151
	MgO	8.59	9.78	6.97	6.79	7.01	5.32	4.81
	CaO	10.50	9.25	9.28	5.65	6.20	8.13	5.34
	Na_2O	4.24	3.57	4.28	4.00	3.59	5.34	4.91
	K_2O	0.86	0.96	1.57	0.65	0.80	0.20	0.30
	P_2O_5	0.57	0.48	0.48	0.35	0.48	0.45	0.30
	Cr_2O_3	0.018	0.018	0.018	0.019	0.017	0.011	0.05
	LOI	5.6	5.1	4.4	5.2	4.1	4.5	4.4
	Toplam	99.64	99.66	99.65	93.72	99.73	99.74	99.73
İz elementler ve nadir toprak elementler (REE) ppm	Sc	36	22	26	32	29	20	25
	V	225	201	217	198	201	280	240
	Cr	124.23	126.00	125.00	129.99	123.15	75.26	102.63
	Co	46.0	35.0	40.9	36.2	35.4	24.3	28.7
	Ni	64	48	57	50	51	35	50
	Zn	54	63	58	56	58	155	149
	Ga	18.3	17.3	18.7	17.6	17.8	18.0	16.0
	Rb	9.10	4.00	6.30	3.40	4.10	8.20	4.40
	Sr	625.0	570.0	590.0	580.0	601.3	580.3	620.0
	Y	19.6	23.0	22.0	21.0	19.5	20.2	21.3
	Zr	125.0	129.0	124.0	123.0	125.0	102.2	101.4
	Nb	22.5	17.0	21.6	21.3	20.1	14.6	12.5
	Th	2.1	2.1	2.6	2.7	3.1	2.8	2.9
	Cs	1.2	1.3	1.5	1.1	1.2	0.4	0.7
	Ba	265	301	262	257	261	55	52
	Pb	0.9	0.8	0.9	0.7	0.8	1.3	1.2
	Ta	1.0	1.7	1.0	1.2	1.3	2.4	2.3
	Hf	2.9	3.8	3.2	3.1	2.7	2.8	2.9
	U	0.9	1.5	1.3	0.8	0.9	0.9	1.1
	La	22.3	24.3	23.2	22.3	23.1	18.5	17.1
	Ce	47.8	42.5	48.6	46.9	46.8	40.2	42.4
	Pr	6.81	9.00	6.78	6.00	6.10	5.13	5.17
	Nd	25.0	29.2	24.9	24.2	25.3	23.2	23.9
	Sm	5.28	7.02	6.87	5.20	5.90	5.10	5.70
	Eu	1.76	1.94	1.79	1.80	1.85	1.62	1.69
	Gd	4.77	6.45	4.98	4.23	5.10	4.10	4.86
	Tb	0.85	0.75	0.86	0.65	0.70	0.69	0.70
	Dy	4.05	4.27	4.05	3.70	4.10	3.65	4.20
	Ho	0.78	0.98	0.87	0.80	0.72	0.70	0.74
	Er	2.47	2.47	2.96	2.15	2.20	1.90	2.10
	Tm	0.27	0.34	0.45	0.27	0.28	0.28	0.27
	Yb	1.75	1.89	1.98	1.73	1.81	1.80	1.82
	Lu	0.28	0.34	0.36	0.27	0.30	0.25	0.27

Ek-3-4-1: IV. sistem daykların jeokimya analiz sonuçları.

	örnek	K60^{0}D yönlü andezit daykları			D-B yönlü bazalt daykları	
		FS14-12-1	FS14-12-4	FS-168	FS-3j	
Ana elementler %	SiO_2	61.98	60.42	62.45	48.18	
	TiO_2	0.55	0.51	0.53	1.93	
	Al_2O_3	16.30	16.30	14.30	15.10	
	Fe_2O_3	3.10	3.40	3.35	7.10	
	MnO	0.080	0.085	0.075	0.160	
	MgO	2.05	1.93	2.05	7.56	
	CaO	4.60	4.94	4.52	7.87	
	Na_2O	3.32	4.42	3.91	5.30	
	K_2O	2.82	1.75	2.64	0.68	
	P_2O_5	0.32	0.24	0.21	0.42	
	Cr_2O_3	0.002	0.003	0.003	0.030	
	LOI	8.2	6.1	6.2	4.9	
	Toplam	99.58	99.64	99.55	99.76	
İz elementler ve nadir toprak elementler (REE) ppm	Sc	6	6	6	10	
	V	65	42	54	197	
	Cr	17.93	23.47	21.67	205.26	
	Co	8.8	8.6	8.1	21.6	
	Ni	21	19	20	56	
	Zn	45	138	121	57	
	Ga	16.7	18.2	17.3	18.1	
	Rb	68.40	32.40	40.64	7.60	
	Sr	185.4	371.5	340.6	587.3	
	Y	13.2	13.5	10.5	19.4	
	Zr	150.6	162.00	157.6	125.1	
	Nb	22.7	25.6	25.9	20.3	
	Th	0.7	1.2	1.0	2.7	
	Cs	4.6	2.6	3.4	0.3	
	Ba	89	175	187	177	
	Pb	1.3	4.2	3.7	0.8	
	Ta	0.3	0.5	0.5	2.7	
	Hf	4.0	4.2	3.2	3.2	
	U	1.9	2.2	2.0	0.8	
	La	26.8	28.4	22.7	18.2	
	Ce	46.7	45.7	46.9	41.5	
	Pr	5.96	5.78	3.45	5.40	
	Nd	16.4	18.9	15.2	21.3	
	Sm	2.97	3.05	2.74	4.39	
	Eu	0.98	0.84	0.83	1.51	
	Gd	3.55	3.54	3.67	4.33	
	Tb	0.61	0.45	0.41	0.62	
	Dy	2.02	1.64	1.70	3.59	
	Ho	0.67	0.54	0.43	0.63	
	Er	2.02	1.25	1.01	1.63	
	Tm	0.16	0.15	0.15	0.25	
	Yb	1.50	1.70	1.62	1.20	
	Lu	0.18	0.17	0.15	0.23	

Ek-3-4-2: IV. sistem dayların jeokimya analiz sonuçları.

	örnek	K70^{0}D yönlü andezit dayklar			K85^{0}D yönlü bazalt dayklar		K75^{0}D yönlü dasit dayklar		
		FS14-20	FS14-20-15	FS-205	FS-13	FS-3h	FS-7D-1	FS-4-STK	FS-m
Ana elementler %	SiO_2	61.21	62.57	62.63	45.20	45.88	65.98	65.47	65.38
	TiO_2	0.57	0.45	0.56	1.95	1.93	0.58	0.49	0.54
	Al_2O_3	17.57	18.53	16.78	14.50	14.63	16.42	17.66	15.68
	Fe_2O_3	3.16	4.54	4.57	9.34	7.54	4.06	3.44	3.16
	MnO	0.092	0.083	0.073	0.225	0.120	0.090	0.080	0.070
	MgO	2.14	1.76	1.86	5.10	5.69	2.03	1.63	1.93
	CaO	4.82	4.23	3.93	9.40	9.07	4.80	4.32	3.90
	Na_2O	3.55	4.52	3.92	4.40	4.60	3.21	4.36	3.83
	K_2O	2.74	1.74	2.58	0.65	0.80	2.62	1.70	2.34
	P_2O_5	0.31	0.25	0.17	0.50	0.49	0.28	0.27	0.19
	Cr_2O_3	0.003	0.003	0.003	0.043	0.025	0.001	0.004	0.003
	LOI	4.3	5.1	4.9	8.3	8.3	7.8	5.1	5.1
	Toplam	99.60	99.65	99.72	99.80	99.56	99.88	99.61	99.62
İz elementler ve nadir toprak elementler (REE) ppm	Sc	3	5	4	30	15	5	5	4
	V	60	45	52	293	150	61	40	53
	Cr	20.40	25.41	21.36	294.20	171.05	6.84	27.36	20.52
	Co	7.9	8.9	7.2	36.2	26.8	7.8	8.7	7.2
	Ni	21	27	28	98	96	20	27	22
	Zn	44	137	129	83	80	40	134	128
	Ga	17.5	19.3	17.3	17.5	17.7	15.3	17.1	16.2
	Rb	68.6	38.4	41.64	8.30	16.90	67.30	37.30	42.60
	Sr	347.8	392.1	182.4	1075.0	1084.0	176.5	378.8	350.3
	Y	11.6	12.6	10.4	19.1	18.6	10.4	11.2	9.6
	Zr	172.3	195.3	197.3	155.5	156.6	169.1	205.2	201.2
	Nb	22.6	25.3	26.1	44.3	44.5	21.8	24.6	25.4
	Th	3.9	2.8	2.1	4.8	4.5	5.6	4.7	5.2
	Cs	5.2	3.1	3.1	1.4	1.7	4.2	2.2	3.2
	Ba	101	162	163	411	421	85	173	175
	Pb	1.9	6.1	5.1	2.4	2.0	1.8	5.3	4.9
	Ta	2.1	1.4	1.2	4.9	4.5	3.4	3.7	3.9
	Hf	4.1	5.2	3.9	4.6	4.5	3.9	4.9	3.7
	U	1.8	2.2	2.1	1.8	1.6	1.7	2.1	1.9
	La	26.9	27.8	24.3	25.0	27.0	25.9	26.6	23.5
	Ce	48.5	43.0	46.0	51.3	51.6	45.4	45.0	45.3
	Pr	5.27	5.67	4.23	6.10	6.21	4.93	4.99	3.57
	Nd	17.3	18.0	15.6	25.3	24.4	15.2	17.0	14.2
	Sm	3.75	3.05	2.64	4.26	4.86	2.93	2.95	2.34
	Eu	0.89	0.80	0.83	1.43	1.58	0.88	0.79	0.81
	Gd	3.47	3.21	3.30	4.31	4.44	2.53	2.49	2.12
	Tb	0.51	0.44	0.38	0.65	0.67	0.41	0.37	0.35
	Dy	1.85	1.72	1.83	3.40	3.64	1.83	1.78	1.80
	Ho	0.45	0.33	0.37	0.65	0.67	0.41	0.38	0.39
	Er	1.47	1.46	1.05	1.40	1.71	1.12	1.23	0.99
	Tm	0.18	0.17	0.15	0.31	0.23	0.17	0.16	0.16
	Yb	0.93	0.66	0.48	1.56	1.47	1.13	1.23	1.11
	Lu	0.18	0.17	0.15	0.25	0.21	0.14	0.16	0.15

Ek-3-4-3: IV. sistem daykların jeokimya analiz sonuçları.

	örnek	K80^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları		K20^{0}B yönlü bazaltik andezit daykları			
		FS-5	FS14-50-2	FS14-68-2	FS14-48	FS14-60	FS14-75-1
Ana elementler %	SiO_2	49.80	57.65	57.57	59.66	58.65	59.48
	TiO_2	1.77	0.95	0.92	0.90	0.90	0.94
	Al_2O_3	14.10	17.15	16.60	16.67	17.12	16.99
	Fe_2O_3	8.90	7.35	7.01	7.12	7.36	7.27
	MnO	0.190	0.140	0.130	0.140	0.150	0.150
	MgO	5.25	2.45	1.75	1.72	2.28	2.09
	CaO	6.13	2.9	3.02	3.05	2.70	2.60
	Na_2O	5.00	5.40	5.32	5.28	5.50	5.55
	K_2O	2.21	1.05	2.01	1.98	2.10	2.07
	P_2O_5	0.50	0.16	0.22	0.21	0.23	0.21
	Cr_2O_3	0.026	0.019	0.018	0.019	0.019	0.019
	LOI	3.3	3.2	3.1	2.1	2.8	2.5
	Toplam	99.66	99.83	99.80	99.85	99.64	99.72
İz elementler ve nadir toprak elementler (REE) ppm	Sc	21	19	17	18	17	18
	V	151	63	50	48	60	58
	Cr	177.89	130.80	122.00	128.70	128.70	128.70
	Co	23.2	12.0	10.3	10.2	10.9	10.7
	Ni	110	25	21	20	20	19
	Zn	58	72	75	72	71	69
	Ga	17.3	17.2	18.3	17.2	17.1	16.8
	Rb	41.20	40.00	47.60	46.50	46.30	46.00
	Sr	673.4	420.4	340.8	336.8	401.3	395.3
	Y	20.7	30.1	35.1	33.3	34.2	33.5
	Zr	194.1	170.1	175.0	173.0	173.2	174.0
	Nb	61.2	13.0	7.8	7.7	7.4	7.5
	Th	6.3	4.1	5.0	4.0	3.9	3.8
	Cs	0.3	1.9	2.9	2.8	1.9	1.8
	Ba	528	450	373	370	425	420
	Pb	1.5	6.6	6.6	5.9	4.5	4.3
	Ta	6.3	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4
	Hf	4.7	4.6	4.9	4.5	4.5	4.3
	U	2.4	1.2	1.2	1.1	1.1	1.0
	La	34.6	17.2	16.6	16.0	16.1	15.8
	Ce	65.8	30.0	35.2	34.0	33.6	33.4
	Pr	7.70	4.15	4.35	4.20	4.69	4.33
	Nd	27.1	18.4	18.8	18.5	19.6	18.5
	Sm	5.45	4.2	4.85	4.73	5.02	4.75
	Eu	1.81	1.6	1.41	1.38	1.45	1.42
	Gd	5.20	5.50	5.14	5.08	5.69	5.31
	Tb	0.77	0.80	0.96	0.92	0.98	0.94
	Dy	3.50	5.90	5.98	5.92	6.03	5.98
	Ho	0.75	1.30	1.39	1.31	1.36	1.30
	Er	2.10	3.60	3.83	3.79	3.82	3.78
	Tm	0.35	0.60	0.67	0.56	0.65	0.62
	Yb	1.85	3.70	4.67	3.68	3.78	3.68
	Lu	0.31	0.60	0.68	0.58	0.68	0.57

Ek-3-4-4: IV. sistem dayların jeokimya analiz sonuçları.

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler	
Adı Soyadı	Fatih Şen
Doğum Yeri	Frankurt am Main, Almanya
Doğum Tarihi	18.02.1981
Uyruğu	x T.C. ❒ Diğer:
Telefon	
E-Posta Adresi	senfatih81@gmail.com
Web Adresi	

Eğitim Bilgileri	
Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi
Fakülte	Mühendislik Fakültesi
Bölümü	Jeoloji Mühendisliği Bölümü
Mezuniyet Yılı	10.06.2004

Yüksek Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi
Enstitü Adı	Fen Bilimleri Enstitüsü
Anabilim Dalı	Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Programı	Jeoloji Mühendisliği Programı

Doktora	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi
Enstitü Adı	Fen Bilimleri Enstitüsü
Anabilim Dalı	Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Programı	Jeoloji Mühendisliği Programı

Makale ve Bildiriler
Şen, F., Koral, H. and Wemmer, K., 2012, Geotectonic Significance of Dykes in the İstanbul Paleozoic Sequence, Western Pontides: Prelimanry Results, *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*, IESCA-2012, 1-5 October 2012, İzmir, Turkey, pp:32. **Şen, F.** and Ağırbaş, H., 2012, Fold Geometry in Karadut Fault, Alaşehir Graben, *Western Anatolia, International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*, IESCA-2012, 1-5 October 2012, İzmir, Turkey, pp:31. Ağırbaş, H. and **Şen, F., 2012**, Neogene-Quaternary stratigraphy and tectonics of Alaşehir graben, Western Anatolia, *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*, IESCA-2012, 1-5 October 2012, İzmir, Turkey, pp:38. **Şen F.,** Koral H., Peytcheva I., 2015, Tectonic significance of intrusions (dyke-sill-stock)

cross-cutting deposits of the Rheic Ocean, İstanbul, NW Turkey. *100th Anniversary Symposium of the Geology at İstanbul University*, Books of Abstracts, İstanbul, pp. 51-52.

Şen F., Koral H., Peytcheva I., 2016, New U-Pb ages from dykes cross-cutting the Demirci Metamorphics, NW Turkey: Implications for Multiple Orogenic Events, European Geosciences Union General Assembly (EGU), Vien, Austria, 17-22 April 2016, pp.3532-3532.

Şen F., 2016, Late Miocene termination of tectonic activity on the detachment in the Alaşehir Rift, Western Anatolia: Depositional records of the Göbekli Formation and high-angle cross-cutting faults, European Geosciences Union General Assembly (EGU), Vien, Austria, 17-22 April 2016, pp. 3541-3541.

Şen F., Koral H., Peytcheva I., 2016, Possible Ediacaran Age for Basal Terrestrial Deposits in the İstanbul Zone: Radiometric Ages from Cross-Cutting Dykes, Geological Society of America Annual Meeting, Denver, USA, 25-28 September 2016.

Şen F., Koral H., Peytcheva I., 2016, The Consecutive Closure Phases of Iapetus, Rheic, Paleo-Tethys in the İstanbul Zone: U-Pb Ages from Cross-Cutting Dykes, Geological Society of America Annual Meeting, Denver, USA, 25-28 September 2016.

Şen F., Koral H., Peytcheva I., 2017, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliğini (Doğu Avrupa-Avalonya) Kesen Daykların U-Pb Zirkon Yaşları: Reik İçin Alternatif İlksel Riftleşme Zamanı, Yılmaz, Y. editör, *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 87-92.

Şen F., Koral H., Peytcheva I., 2017, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliğini (Doğu Avrupa-Avalonya) Kesen Dayklar ve Erken Kambriyen-Geç Triyas Tektono-Magmatik Evrimi, Yılmaz, Y. editör, *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 93-100.

Şen F., Koral H., Peytcheva I., 2017, Karadeniz ve Hazar Denizi Ne zaman Riftleşmeye Başladı? Geç Triyas (Resiyen), Jura ya da Kretase?, Yılmaz, Y. editör, *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 84-86.