ÖNSÖZ

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Genel Jeoloji Programında "Doğu Torosların Mansurlu-Saimbeyli (Adana) Kesiminin Jeolojisi ve Tektonik Özellikleri" konulu doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

Çalışmanın başlangıç aşamasından bitimine değin, gerek saha çalışmalarında gerekse sahadan derlenen verilerin yorumlanmasında aydınlatıcı yorumları ve katkılarından dolayı danışman hocam Prof. Dr. Simav BARGU'ya,

Tezin çeşitli aşamalarındaki değerli eleştiri ve önerilerinden dolayı Prof. Dr. Mehmet ÖNALAN, Doç. Dr. Hayrettin KORAL ve Yrd. Doç. Dr. Feyzi GÜRER'e,

Tez çalışmalarına alt yapı oluşturması adına, Lisans ve Yüksek lisans eğitimim sırasında gösterdiği yakın ilgi ve alakadan dolayı Prof. Dr. Cavit DEMİRKOL'a,

Araziden derlenen örneklerin petrografik ve minerolojik incelemeleri sırasında değerli bilgilerinden yararlandığım Prof. Dr. Sinan ÖNGEN ve Dr. Davut LAÇİN'e,

Paleontolojik incelemeler sırasında yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Cazibe SAYAR, Prof. Dr. İzver Özkar ÖNGEN ve Yrd. Doç. Dr. Tülay Özkan KÖKSOY ile iz fosil tayinlerini yapan Dr. Huriye DEMİRCAN'a,

Saha çalışmaları sırasında, özverili katkılarından dolayı, hayatının büyük bir bölümünü Toroslarda arazi çalışmalarına adamış bulunan Yrd. Doç Dr. Sait METİN'e,

İnceleme alanının bölgesel Jeolojik ve tektonik özelliklerinin yorumlanmasında, yapıcı ve yönlendirici fikir ve düşüncelerinden faydalandığım Prof. Dr. Şener ÜŞÜMEZSOY ve Yrd. Doç. Dr. Ali ELMAS'a,

Tezin yazım ve çizim aşamasında katkılarını esirgemeyen değerli arkadaşlarım Dr. Nurullah HANİLÇİ ve Jeoloji Yük. Müh. Namık AYSAL'a,

Tüm eğitim hayatım boyunca, özverili yakın ilgi ve alakalarını üzerimde hissettiğim değerli ailem'e,

Bu tezin meydana gelmesi sırasında emeği geçen ismini sayamadığım herkese teşekkürü bir borç bilirim.

İsak YILMAZ Haziran-2004

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ ..... **İ**

İÇİNDEKİLER ..... **İİİ**

ŞEKİL LİSTESİ ..... **Vİ**

ÖZET ..... **İX**

SUMMARY ..... **Xİİİ**

1 GİRİŞ **1**

2 GENEL KISIMLAR **4**

2.1 ÇALIŞMA ALANININ COĞRAFİK KONUMU 4

2.1.1 Yüzey Şekilleri 4

2.1.2 Hidrografya 5

2.1.3 İklim 6

2.1.4 Bitki Örtüsü 6

2.1.5 Ekonomik Durum 6

2.1.6 Ulaşım 7

2.2 ÖNCEKİ İNCELEMELER 7

3 MALZEME VE YÖNTEM **21**

3.1 MALZEME 21

3.2 YÖNTEM 21

3.2.1 Saha çalışmaları 21

3.2.2 Laboratuvar Çalışmaları 22

3.2.3 Büro Çalışmaları 22

4 BULGULAR **24**

4.1 BÖLGESEL JEOLOJİ 24

4.1.1 Geç Proterozoyik 28

4.1.1.1 İnfrakambriyen 29

4.1.2 Paleozoyik 30

4.1.2.1 Kambriyen 30
4.1.2.2 Ordovisiyen 32
4.1.2.3 Silüriyen 34
4.1.2.4 Devoniyen 37
4.1.2.5 Karbonifer 37
4.1.2.6 Permiyen-Triyas 39
4.1.3 Mesozoyik 40
4.1.3.1 Triyas 40
4.1.3.2 Jura-Erken Kretase 42
4.1.3.3 Erken-Geç Kretase 42
4.1.3.4 Geç Kretase : Turoniyen-Geç Kampaniyen 43
4.1.3.5 Geç Kampaniyen -Maastrihtiyen 43
4.1.4 Senozoyik 44
4.1.4.1 Paleosen-Erken Eosen 44
4.1.4.2 Orta-Geç Eosen 45
4.1.4.3 Oligosen 46
4.1.4.4 Miyosen 47
4.1.4.5 Kuvaterner 47
4.2 GENEL JEOLOJİ 49
4.2.1 Stratigrafi 49
4.2.2 Litostratigrafi 54
4.2.2.1 Emirgazi Formasyonu (Ɛe) 54
4.2.2.2 Değirmentaş Formasyonu (Kd) 62
4.2.2.3 Armutludere Formasyonu (Oa) 65
4.2.2.4 Halityaylası Formasyonu (Sh) 71
4.2.2.5 Puşçutepe Formasyonu (Sp) 75
4.2.2.6 Yukarıyayla Formasyonu (Sy) 78
4.2.2.7 Ayıtepesi Formasyonu (Da) 82
4.2.2.8 Şafaktepe Formasyonu (Dş) 86
4.2.2.9 Gümüşali Formasyonu (Dg) 89
4.2.2.10 Ziyarettepesi Formasyonu (Cz) 92
4.2.2.11 Yığılıtepe Formasyonu (Py) 95
4.2.2.12 Katarası Formasyonu (Trk) 99

4.2.2.13 Köroğlutepesi Formasyonu (JKk) 102
4.2.2.14 Sümbüldağ Formasyonu (Ts) 105
4.2.2.15 Pliyo-Kuvaterner Çökelleri 107
4.3 YAPISAL JEOLOJİ VE TEKTONİK 109
4.3.1 Giriş 109
4.3.1.1 Kızılkuyu Yapısal Dilimi 110
4.3.1.2 Saimbeyli Yapısal Dilimi 110
4.3.1.3 Güzpınarı Yapısal Dilimi 111
4.3.2 Yapısal Jeoloji 113
4.3.2.1 Uyumsuzluklar 114
4.3.2.2 Plastik Deformasyon Yapıları 114
4.3.2.2.1 Klivajlar 114
4.3.2.2.2 Lineasyonlar 116
4.3.2.2.3 Shear yapıları 116
4.3.2.2.4 Tabakalanma 117
4.3.2.2.5 Kıvrımlar 120
4.3.2.3 Yarı Plastik Deformasyon Yapıları 127
4.3.2.4 Kırılgan Deformasyon Yapıları 130
4.3.2.4.1 Kırık-Çatlak Gelişimleri 130
4.3.2.4.2 Faylar 133
4.3.3 Bölgenin Jeolojik ve Tektonik Evrimi 146
5 TARTIŞMA VE SONUÇLAR 162
6 KAYNAKLAR 167
7 EKLER 190
8 ÖZGEÇMİŞ 191

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 2-1: İnceleme alanının yer bulduru haritası. 5
Şekil 2-2: İnceleme alanının yüzey morfolojisi. 6
Şekil 4-1: Türkiye'nin paleotektonik haritası ve belli başlı tektonik blokları..... 25
Şekil 4-2: Türkiye'nin yeni tektonik döneme ait ana tektonik hatları..... 27
Şekil 4-3: Ordovisiyen-Silüriyen dönemi başında okyanus ve kıta parçalarının konumu ve tektonik ilişkileri (Stampfli ve Borel, 2002). 31
Şekil 4-4: Erken Silüriyen dönemine ait şematik evrim modeli (Tolluoğlu ve Sümer, 1995).... 34
Şekil 4-5: Kuzeybatı Gondwana Doğu Akdeniz kesiminin Alt Paleozoyik jeodinamik evrimi. 35
Şekil 4-6: Kambriyen'den günümüze Neotetis'in kuzey ve güney kenarlarının jeolojik tarihçesi (Stampfli, 2000). 36
Şekil 4-7: Karbonifer döneminde yeryuvarındaki plaka ve okyanusların durumunu gösterir plaka tektoniği modeli (Stampfli ve Borel, 2002). 38
Şekil 4-8: Triyas döneminde yeryuvarındaki plaka ve okyanusların durumunu gösterir plaka tektoniği modeli (Stampfli ve Borel, 2002). 41
Şekil 4-9: Geç Kampaniyen-Maastrihtiyen paleocoğrafyası (Robertson, 2000) 44
Şekil 4-10: Geç Kretase-Tersiyer döneminde, Toros-Anadolu Platformu üzerindeki basen gelişimlerini gösterir blok diyagram (Gürer ve Aldanmaz, 2002). 46
Şekil 4-11: Toroslar'da Alt Paleozoyik çökellerin dağılımı ve stratigrafisi. 50
Şekil 4-12: Toroslar'da, coğrafik ve tektonik birliklerin konum ve yayılımları 51
Şekil 4-13: İnceleme alanı yakın dolayının stratigrafik korelasyonu..... 52
Şekil 4-14: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti. 53
Şekil 4-15: Emirgazi formasyonu'nun (Çorak-Suçatı) ölçülmüş stratigrafi kesiti..... 55
Şekil 4-16: Saimbeyli kuzey çıkışında Saimbeyli Fay Zonu boyunca oldukça sıkışık zonlarda ekaylı bir yapıda izlenen Emirgazi formasyonundan bir görünüm. 56
Şekil 4-17: Emirgazi formasyonu taban düzeylerinde volkanoklastik çamurtaşı düzeylerindeki kloritleşmiş matriks ve çimento görünümü. 58
Şekil 4-18: Emirgazi formasyonu'nun taban düzeylerinde volkanoklastik çakıltaşlarında gözlenen amfibol mineralinin pseudokalsite dönüşümü. 58
Şekil 4-19: Emirgazi formasyonu üst düzeylerinde izlenen dalga kırışıkları ve çapraz tabaka gelişimi (a: Güzpınarı köyü 200 metre güneyi b: Yılanlı dere güney yamacı). 59
Şekil 4-20: Emirgazi formasyonu üst düzeylerinde gözlenen spekülarit ocağı (Güzpınarı köyü güneyi) 61
Şekil 4-21: Emirgazi formasyonu demirli silttaşlarında izlenen box-work yapısı. 61
Şekil 4-22: Değirmentaş formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Süphandere köyü). 63
Şekil 4-23: Yaylapınarı köyü batısında, Değirmentaş formasyonu kireçtaşı düzeylerinde gözlenen *Trilobit* sp.. 64
Şekil 4-24: Armutludere formasyonu'nun (Kapıkaya-Güzpınarı) ölçülmüş stratigrafi kesiti. ... 66
Şekil 4-25: Armutludere formasyonu silttaşların içerisindeki glokonit minerali. 67
Şekil 4-26: Armutludere formasyonu üst düzeylerindeki sığ ortam ürünü akıntı izleri (a) ve silttaşı düzeylerinde izlenen alev yapılarının (b, c) görünümleri. 68
Şekil 4-27: Armutludere formasyonu silttaşlarında tabaka üst yüzeylerinde izlenen cone-in-cone yapıları a) el örneği görüntüsü b) el örneği kesit görünümü c) mikroskop görüntüsü.. 69
Şekil 4-28: Armutludere formasyonu tabaka üst yüzeylerinde gözlenen fosil izleri (A : *Artrophycus tenius*, C : *Cruziana funcifera*). 70

Şekil 4-29: Armutludere formasyonu orta düzeylerinde izlenen akma-kayma (slump) yapıları (Çorak köyü 350 metre doğusu). 70
Şekil 4-30: Halityaylası formasyonu'nun ölçülmüş (Güzpınarı-Kapıkaya) stratigrafi kesiti. 72
Şekil 4-31: Alt Silüriyen yaşlı Halityaylası formasyonu kumtaşlarında, kuvars tanelerinin kırıklı yapısından görünüm. 73
Şekil 4-32: Halityaylası formasyonu'nun buzul kayma yüzeyi ve buzul çizikleri (Çorak köyü doğusu). 75
Şekil 4-33: Puşçutepe formasyonu'na ait ölçülnüş stratigrafi kesiti (Çamkaşı tepe güneyi). 76
Şekil 4-34: Puşçutepe formasyonu'nda gözlenen a : *Monograptus* sp., *Cyrtograptus* sp., *Rastrites* sp., b: *Monograptus* cf. *sedvicki* (Portlock) fosilleri. 77
Şekil 4-35: Puşçutepe formasyonu'nda gözlenen a : *Monograptus* sp. ve *Spyrograptus turriculatus* (Barrande), b: *Rastrites* sp. fosilleri. 77
Şekil 4-36: Yukarıyayla formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Kızılyer köyü). 79
Şekil 4-37: Yukarıyayla formasyonu silttaşı-şeyl düzeylerinde sıkça rastlanan disk şekilli silis nodülleri. 80
Şekil 4-38: Yukarıyayla formasyonu'nda değişik boyutlarda ve oldukça bol gözlenen *Ortoceras* sp. 81
Şekil 4-39: Ayıtepesi formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Cıvıklı köyü-Tırtat mevkii) 83
Şekil 4-40: Ayıtepesi formasyonu'nda kumtaşı tabakalarında gözlenen a) solucan izleri b) Dalga kırışıkları c) kuruma çatlakları d) dalga kırışıkları e) dikine canlı eşeleme izleri f) yağmur izleri. 84
Şekil 4-41: Ayıtepesi formsyonu'nda tabaka sınırlarında gözlenen alev yapıları (flame structure). 85
Şekil 4-42: Şafaktepe formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Kumadağı kuzey yamacı). . 87
Şekil 4-43: Şafaktepe formasyonu kireçtaşlarında gözlenen stratomatoporoid yapısı. 88
Şekil 4-44: Gümüşali formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Damderesi Köyü). 90
Şekil 4-45: Gümüşali formasyonu'nun bol makro fosilli düzeylerinden fosil örnekleri, a, b) mercan c) *Hexagonaria Hexagona* (Goldfuss) d) *trilopit* sp. 91
Şekil 4-46: Ziyarettepesi formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Kazanlı mahallesi). 93
Şekil 4-47: Yığılıtepe formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Kazanlı-Çürükler). 96
Şekil 4-48: Üst Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonu'nda izlenen *Mizzia* sp. örnekleri. 98
Şekil 4-49: Üst Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonu'nda izlenen *Colarinellus* sp. fosili. 98
Şekil 4-50: Katarası formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Ağcapür tepe). 100
Şekil 4-51: Katarası formasyonu'nda gözlenen *Claraia* sp. fosilleri. 101
Şekil 4-52: Katarası formasyonu killi kireçtaşları içerisinde gözlenen *Hornesia* sp. ve *Rhaetavicula* sp. fosilleri. 101
Şekil 4-53: Köroğlutepesi formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Çaldağ). 103
Şekil 4-54: Toroslar'da Mesozoyik karbonatları'nın karensi ayrışmalı karakteristik görünümü (Kelyakup kayası doğu yamacı-bakış yönü kuzeybatı). 104
Şekil 4-55: Sümbüldağ formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Yardibi köyü). 106
Şekil 4-56: Sümbüldağ formasyonu'nun kalın tabakalı çakıllı düzeyleri 107
Şekil 4-57: Çatak köyü kuzeybatısındaki Suratın köprüsü mevkii ve Cıvıklı köyü girişinde gözlenen Pliyo-Kuvaterner çökelleri. 108
Şekil 4-58: Armutludere formasyonu'nda izlenen gerilme ürünü C ve C' shear band gelişimleri. Ana shear yönü üst, sağ olacak şekilde gelişmiştir. (a: silis içeriği yüksek siltli ve şeylli düzeylerde, klivaj gelişiminin farklı etkileri, b) shear sisteminin yakın görünümü, shear bandları ve mikrolithon gelişimi. 115
Şekil 4-59: Kambro-Ordovisiyen sıyrılma zonunda gelişen C, C', C'' shear yapıları ve örgülü klivaj gelişimi, shear domainleri ve mikrolitonlar. 115
Şekil 4-60: Armutludere formasyonu'nun taban düzeylerinde gözlenen gerilme lineasyonları ile ait oldukları tabakalanma düzlemlerinin dağılımını gösterir stereografik projeksiyon ve uzamış kuvarslar. 116
Şekil 4-61: Güzpınarı köyü doğusunda ve Gürleşen köyü'nde izlenen kink kıvrımlar. 117

Şekil 4-62: İnceleme alanında farklı yapısal katlarda ölçülen tabaka düzlemlerinin stereografik izdüşümleri, doğrultu ve eğim miktarı gül diyagramları. 118
Şekil 4-63: Güzpınarı, Saimbeyli ve Kızılkuyu Yapısal Dilimleri'ne ait tabaka düzlemlerinin stereografik izdüşümleri ve ortalama yoğunluk stereogramları (F1, F2: Kıvrm eksenleri). 119
Şekil 4-64: Gavuroluğu deresinde Şafaktepe formasyonu'nda gözlenen sol yönlü makaslama geriliminin doğurduğu, yarıplastik (semi-brittle) conjugate en-echeleon kırık sistemi. 128
Şekil 4-65: Şafaktepe formasyonu'nda gözlenen sigmoidal tansiyon çatlaklarının progresif deformasyonla yarı sigmoidal ikincil çatlak sistemini oluşturması. 129
Şekil 4-66: Kızılağaç köyü güneyinde Puşçutepe şeyllerinde gözlenen kıvrımlı yapı ve kanatlardaki göz yapıları (bakış yönü güneybatı). 130
Şekil 4-67: Değirmentaş formasyonu'nda sıkça izlenen, basınca dik yönelimli oluşan, stilolitik çatlak gelişiminin mikroskobik görünümü. 131
Şekil 4-68: Saimbeyli batısı, Ağcapür tepe doğu yamacında mostra veren , Alt Triyas yaşlı Katarası formasyonu'nda gözlenen çubuksu (pencil) deformasyon yapısı. 131
Şekil 4-69: İnceleme alanında gözlenen kırık-çatlakların yapısal katlara göre dağılımlarını gösterir stereografik izdüşümler ve stress dağılımlarına göre çatlak türlerini gösterir stereogramlar (J1-J2 : Makaslama çatlakları, T: Tansiyon çatlakları, Lj: Lonjitüdinal çatlaklar). 132
Şekil 4-70: Güzpınarı, Saimbeyli ve Kızılkuyu Yapısal Dilimleri'ndeki fay düzlemi çözümleri ve yapısal dilimlerin sıkışmalı ve gerilmeli alanlarını gösterir diyagramlar. 134
Şekil 4-71: Kızılkuyu ve Saimbeyli Yapısal Dilim'lerini birbirinden ayıran Saimbeyli Fay Zonu'nun, Gürleşen köyü civarındaki belirgin görünümü (bakış yönü, güneydoğu). 136
Şekil 4-72: Saimbeyli vadisi doğu yamacı boyunca izlenen Koçcağız Fayı'nın görünümü. 138
Şekil 4-73: M35-b1 paftasının morfolojik, jeolojik yapısı ve KD uzanımlı sırtları kesen Bahçecik Dere Fayı'nın görünümü. 141
Şekil 4-74: Doğu Toroslar'ın batı kesiminin Prekambriyen-Erken Silüriyen dönemine ait Jeolojik ve tektonik evrimi. 147
Şekil 4-75: Doğu Toroslar'ın batı kesiminin Silüriyen-Orta Devoniyen dönemlerine ait jeolojik ve tektonik evrimi. 151
Şekil 4-76: Doğu Toroslar'ın batı kesiminin Geç Devoniyen-Erken Triyas dönemine ait jeolojik ve tektonik evrimi. 153
Şekil 4-77: Doğu Toroslar'ın batı kesiminin Jura-Miyosen dönemine ait 157
Şekil 4-78:İnceleme alanının Miyosen öncesi tektonik yapılarını gösterir harita. 159
Şekil 4-79: İnceleme alanının Miyosen ve sonrası döneme ait tektonik yapılarını gösterir harita. 160

ÖZET

DOĞU TOROSLARIN MANSURLU-SAİMBEYLİ (ADANA) KESİMİNİN JEOLOJİSİ VE TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Genel Jeoloji Programı'nda doktora tezi olarak hazırlanmıştır. Çalışmada, Doğu Torosların batı kesiminde yeralan inceleme alanının, 1/25 000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritaları hazırlanarak, saha çalışmalarından derlenen sistemli ve yönlü örneklerle, paleontolojik, petrografik, mikrotektonik incelemeler gerçekleştirilmiştir. Sedimentolojik ve tektonik etkilerle oluşan düzlemsel, çizgisel yapılardan oluşturulan diyagramlar, hazırlanan jeolojik enine kesitler yardımıyla, bölgenin jeolojik ve tektonik özelliklerinin yanı sıra, Prekambriyen-Kuvaterner dönemleri arasındaki oldukça geniş bir zaman aralığında, bölgenin geçirmiş olduğu paleocoğrafik evriminin ortaya konması amaçlanmıştır.

Alp Orojenik Kuşağının Türkiye'deki önemli bir kolu olarak düşünülen Toros dağları, günümüze değin bir çok araştırmacı tarafından incelenmiş olup, çeşitli şekillerde alt bölümlere ayrılmıştır (Blumenthal, 1947-1963; Özgül, 1971; Brunn ve diğ., 1971; Özgül ve Arpat, 1973; Özgül, 1976; Tekeli, 1980; Tutkun, 1984; Metin ve diğ., 1987). İncelemenin yapıldığı Mansurlu-Saimbeyli (Adana) bölgesinde yeralan birimler, jeolojik ve tektonik özellikleri açısından Geyikdağı Birliğine (Özgül, 1976) girmektedir. Coğrafik olarak ise Doğu Torosların batı kesiminde, Ecemiş ve Doğu Anadolu Fay kuşakları arasındaki önemli bir bölgede yeralmaktadır. Bölgede Prekambriyen, Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik üst sistemlerine ait kırıntılı ve karbonatlı birimlerin mostra verdiği gözlenmektedir.

Stratigrafik olarak bölgedeki en yaşlı birimi, altta diyabaz daykları, ortaç bileşimli, merceksi tüf düzeyli, volkanik kırıntılı çakıllı, çamurlu düzeyle başlayan, kuvars kumtaşları ve en üste doğru siyah renkli şeyl ve silttaşları şeklinde devam eden

Emirgazi formasyonu ile başlamaktadır. Oldukça yüksek enerjili litoral-sublitoral çökelimin gözlendiği Prekambriyen-Erken Kambriyen dönemi sonunda, sığ denizel ortamda dolomitik çörtlü kireçtaşlarından oluşan, Üst Kambriyen yaşlı Değirmentaş formasyonunun uyumlu bir şekilde çökeldimiştir. Kambriyen-Ordovisiyen geçişi uyumlu olup, deniz derinliğindeki artışla birlikte, tabanda, yeşil, gri, sarımsı yeşil, alacalı renkli şeyllerden oluşan Armutludere formasyonunun, üst düzeylerinde denizel ortamın sığlaşmasıyla birlikte, silttaşı ve ince kumtaşı çökelimi gözlenmektedir.

Armutludere formasyonu taban seviyelerinde, yaklaşık 250-300 metrelik bir zonda, yeşilşist metamorfizmasının gözlendiği, kuzey-güney gerilmeli tektonik rejimin ürünü, klivajlı bir düzey bulunmaktadır. Kambro-Ordovisiyen kayalarında gözlenen bu gerilme sisteminin, Neotetis açılımı sırasında gelişen listrik fayların, derinlerde eğimi yataya yaklaşan ve plastik davranışın egemen olduğu kayma düzlemi boyunca, yada Erken Paleozoyik dönemindeki bir gerilme ile gerçekleştiği söylenebilir.

Silüriyen de, Üst Ordovisiyen'deki sığlaşmayı takiben, karasal ve sığ denizel ortamda bir çökelim söz konusudur. Armutludere formasyonu ile geçişli bir ilişkiye sahip, Alt Silüriyen yaşlı Halityaylası formasyonu, oldukça iri, beyaz renkli kuvars çakıllı, çakıllı kumtaşı ve kumtaşlarından oluşmaktadır. Çizikli, cilalı yapısı ve litolojik karakteri, birimin, buzul etkinliğinde bir çökelimle oluştuğunu ortaya koymaktadır. Halityaylası formasyonu, yanal ve düşey geçişli olarak, değişken kalınlıklı Puşçutepe formasyonu ile üzerlenmekte, üstte Yukarıyayla formasyonu'na yine uyumlu olarak geçilmektedir. Geç Silüriyen'deki sıcak, durgun, sığ denizel ortam, Geç Silüriyen sonunda gittikçe daha da sığlaşarak, kuvars kumtaşı ve silttaşlarından oluşan Alt Devoniyen yaşlı Ayıtepesi formasyonu çökelimi gerçekleşmiştir. Orta Devoniyen uyumlu bir şekilde, kuvarsit ara düzeyli resifal kireçtaşlarından oluşan Şafaktepe formasyonu, Üst Devoniyen ise, bölgesel yükselimin doğurduğu sığlaşma ile birlikte, Şafaktepe formasyonu üzerinde uyumlu olarak yeralan, resifal ve resif gerisi bir ortamda, kırıntılı ve karbonatlı çökelimin gözlendiği, Gümüşali formasyonu ile temsil edilmektedir.

Alt Karbonifer yaşlı Ziyarettepesi formasyonu, Gümüşali formasyonu'nu tedrici geçişle üzerlemekte ve altta, kumtaşı, kireçtaşı, şeyl ardalanması, üstte ise

kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bölgedeki Paleozoyik istif, Üst Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonu ile son bulmaktadır. İnceleme alanındaki ilk uyumsuzluk dönemini yansıtan Alt Karbonifer-Üst Permiyen geçişi, bölgenin kara halini alıp, bir aşınımı takiben, aradaki boksitli düzeyler ile belirgindir. Üst Permiyen çökelimi, tabanda kılavuz kuvarsit düzeyi ve üzerinde mikritik, biyomikritik kireçtaşları şeklindedir. Yığılıtepe formasyonu, Üst Triyas yaşlı Katarası formasyonu'nun sarımsı yeşil, bordo renkli, ince tabakalı, kırıntılı ve karbonatlı kayaçları ile uyumlu olarak üzerlenmektedir.

Jura-Alt Kretase yaşlı dolomitik kireçtaşlarından oluşan Köroğlutepesi formasyonu, belirgin açısal uyumsuz olarak, inceleme alanında yeralan, Paleozoyik ve Mesozoyik birimleri örtmektedir. İnceleme alanının bulunduğu bölge, açılmakta olan Neotetis'in kuzey ve güney kolları arasında, Erken Triyas-Erken Jura döneminde, blok faylanmaların doğurduğu bölgesel yükselimle kara halini almıştır. Büyük bir aşınım dönemi sonunda, tabanda bariz boksit düzeyleri ile belirgin sığ denizel, masif görünümlü, oldukça monoton, Jura-Alt Kretase çökelimi gerçekleşmiştir. Erken-Geç Kretase'de, Neotetis kuzey ve güney kollarının, kuzey yönünde dalmaya başlamasıyla, bölgede kuzey-güney sıkışmalı tektonik rejimin etkinliğinde, bir yükselim gerçekleşmeye başlamış, Kampaniyen-Maastrihtiyen döneminde ise dalmakta olan okyanusların ofiyolit dilimleri kara üzerine, güney yönde itilmiştir.

Erken Geç Eosende, bölgeyi KKD ve DB yönünde kat eden faylar ve inceleme alanı batısında yeralan Ecemiş fayı oluşmuş, Neotetis kuzey kolu kapanmıştır. Neotetis güney kolunun kapanımı ise Geç Oligosende gerçekleşerek, çarpışma başlamıştır. Miyosen döneminde çarpışmanın doğurduğu kabuksal kalınlaşma sonrasında, Orta Miyosende Doğu Anadolu transform fayı oluşmuştur.

İnceleme alanında mostra veren Senozoyik çökelimi, diğer birimleri açısal uyumsuz olarak üzerleyen, oldukça yüksek enerjili karasal ve sığ bir ortamda, genellikle paleotopoğrafik çukurlukları dolduran, iri bloklu, çakıllı, kırıntılılar ve istifin üst düzeylerinde kumtaşı, merceksi marn ve kireçtaşı düzeylerinden oluşan Sümbüldağ formasyonudur.

Miyosen öncesi KKB (yaklaşık kuzey-güney) yönlü sıkışma tektoniğinin ürünü olarak, ekseni D-B gidişli kıvrımlar, yine aynı yönlü ters faylar ve bu yapıları verevine kesen oblik bileşenli makaslama faylarının geliştiği gözlenmektedir. Miyosen ve sonrası dönemde ise, sol yönlü, büyük doğrultu atımlı faylar arasında kalan bölge, BKB (yaklaşık doğu-batı) yönlü transpresif sıkışma ile, inceleme alanı doğusunda, ekseni yaklaşık K-G yada KD gidişli büyük kıvrımlar geliştirmiş, inceleme alanı batısında ise Miyosen öncesi dönemde oluşan D-B eksenli kıvrımların doğuya dalımlı olmasını sağlamıştır. Aynı deformasyonun ilerleyen süreçlerinde, BKB yönlü sıkışmanın, K-G yada KD gidişli kıvrımların devrilmesi ve eksen bölgelerine yakın yerlerden kırılarak, oblik bileşenli ters fayların oluşmasına neden olmuştur. Saimbeyli Fay Zonu ve Armutalan Fayı bu türden faylar olup, bu faylar boyunca, bölgede Geyikdağı istifinin dilimlenerek, dilimlerin birbiri üzerine itildikleri gözlenmektedir. Buna göre, Armutalan Fayı batısında kalan alan, Güzpınarı Yapısal Dilimini, Armutalan Fayı ile Saimbeyli Fay Zonu arasında kalan kısım Saimbeyli Yapısal Dilimini ve Saimbeyli Fay Zonu doğusunda yeralan kısım ise Kızılyer Yapısal Dilimini oluşturmaktadır.

BKB yönlü transpresif sıkışmanın bölgedeki son ürünü, yaklaşık kuzey-güney uzanımlı ters fayları da kesen, KB ve yaklaşık DKD yada DB doğrultulu, genellikle oblik bileşenli doğrultu atımlı makaslama faylarıdır. Miyosen öncesi BKB yönlü sıkışma ürünü tektonik yapıların, Miyosen sonrası tektonizma ile yeni tektonik rejime uygun hareket kazandıkları, ters bileşenli fayların, düşey ya da sağ yönlü doğrultu atımlı faylara dönüştüğü, makaslama faylarının ise atım yönlerinin terslendiği tespit edilmiştir.

Miyosen başlarında, bölgede paleotopoğrafik çukurlukları dolduran hızlı bir çökelim gözlenmektedir. Etkin sıkışma tektoniği, bölgeyi yükselterek ortamın sığlaşmasını, Pliyosen' den itibaren, kara halini almasını sağlamıştır. Pliyo-Kuvaterner döneminde karasal ortamda, fay kontrollü küçük çöküntü alanlarında gölsel, derin vadiler boyunca, akarsu ve alüvyon çökelimi gerçekleşmiştir.

---

[1]Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliği tarafından **T-1165/18062001** sayılı proje ile desteklenmiştir.

SUMMARY

GEOLOGY AND TECTONIC FEATURES OF THE SAİMBEYLİ-MANSURLU (ADANA) AREA IN THE EASTERN TAURUS

This report was prepared as a Ph.D. thesis in the General Geology Program, Department of Geological Engineering, Graduate School of Science, Istanbul University.

The aim of this study is to contribute lightening the geological and tectonic features both with the paleogeographical evolution of the investigation area, located on the west of the East Taurus, during a wide period from Precambrian to Quaternary by using the data obtained from a detailed geological map 1/25 000 in scale, petrographic and microtectonic investigations of the systematically collected samples with directions, prepared diagrammes of linear and planar structures formed under effects of sedimentology and tectonics and the geological profiles made.

The Toros Mountains, considered a main part of the Alp Orogenic Belt had been investigated and subdivided by many scientists thenceforth (Blumenthal, 1947-1963; Özgül, 1971; Brunn et. all, 1973; Özgül ve Arpat, 1973; Özgül, 1976; Tekeli, 1980; Tutkun, 1984; Metin et. all, 1987).

The units of the Mansurlu-Saimbeyli (Adana) region belong to Geyikdağı Unit with respect to their geologic and tectonic features (Özgül, 1976). Geographically, the region locates on the west of the East Taurus between two important fault zones as Ecemiş and East Anatolian Fault Zones.

Some terrestrial and carbonate sediments belonging to the Precambrian, Mesozoic and Cenozoic upper systems outcrop in the region.

Stratigraphycally the oldest unit in the region is the Emirgazi Formation began with a muddy level comprise diabasic dikes and intermediate lenses of tuffs accompanying with volcanic clast and gravels, continues with quartz sandstones and ends with black shales and siltstones. At the end of the Precambrian-Lower Cambrian period characterized by high energy litoral-sublitoral sedimentation, Upper-Cambrian Değirmentaş Formation's shallow marine dolomitic cherty limestones lay conformably. The Cambrian-Ordovician transition is also concordant with Armutludere Formation's multi colored shales from green through yellowish green to grey colors changing due to the depth of sea. The upper part of this formation comprises siltstones and fine grained sandstones with respect to the regression.

In the basement levels of Armutludere Formation, a cleavage zone of 250-300 m. thickness undergone green schist metamorphism accompanying with North-South directed extensional tectonic system is observed. The extensional system effected the Cambro- Ordovician rocks is thought either to be generated from an old extension of Early Paleozoic period or due to the dominant plastic behaviour of the listric faults formed at Neotethys opening, in the deeper parts.

Following up the Upper Ordovician regression, terrestrial and shallow marine sedimentation is in question in Silurian period.

The Halityaylası Formation of Lower Silurian in age, transitive with Armutludere Formation consists of sandstone with large white quartz gravels and sandstones. This formation includes gravels with stretched and polished faces indicating glacier sedimentation. The Puşçutepe Formation with variable thickness comes with lateral and horizontal transitions up to the Halityaylası Formation. The hot, still and shallow marine environment in Late Silurian deepened in Middle Silurian period but during Late Silurian, it got shallow again in Lower Devonian. The Ayıtepesi Formation deposited in this period with quartz sandstone and siltstones conformably either in a terrestrial or a rather shallow marine environment.

In the region Middle Devonian is represented by reef limestones interbedded with quarzites of Şafaktepe Formation. In the Upper Devonian, the region got shallow due

to the regional uplifting and the Gümüşali Formation with clastics and carbonates deposited conformably on the Şafaktepe Formation in the reef and back reef environments.

The Lower Carboniferous Ziyarettepe formation gradually lies over the Gümüşali Formation with sandstone-limestone-shale succession in the bottom and limestones in the upperparts.

The Paleozoic units end with Upper Permian Yığılıtepe Formation in the region. The first disconformities in the region is between Lower Carboniferous and Upper Permian and can clearly be distinguished by the bauxite depositing following up the erosion period during the uplifting. The Upper Permian sedimentation is represented by quartzite levels in the base and mictiric-biomicritic limestones over.

The Yığılıtepe Formation conformably covered by Lower Triassic Katarası Formation's yellowish green, claret red colored, thin bedded, terrestrial and calcherous rocks.

Jurassic-Lower Cretaceous aged Köroğlu tepesi Formation, represented by dolomitic limestones aged cover Paleozoic and Mesozoic sediments with obvious disconformities.

The opening of Neotethys' Northern and Southern branches caused block faulting and a continuing regional uplifting which both gave a way the region to transform into terrestrial environment and a main erosion period. This period is clearly been distinguished by the bauxite levels in the base and an obvious shallow marine massive, monotonous Jurassic-Lower Cretaceous sedimentation.

In the Late Cretaceous, the Neotethys' Northern and Southern branches began north dipping. This subduction gave a way to North-South compressional tectonic regime and a following uplifting till the Campanian-Maastrichtian period in which the dipping ocean's ophiolite slices southerly thrusted over the continent.

In the Early Eocene, the faults cross cutting the region in NNE and EW directions and the Ecemiş Fault had been formed and at last the northern branch of the Neotethys is totally closed. On the other hand the southern branch of the Neotethys had been closed during the Late Oligocene. With the total consumption and a continuing crustal thickening, both formed the Northern Anatolian Transform Fault in the Middle Miocene.

The Cenozoic units outcropping in the region lie on the other units with angular disconformity. Cenozoic period is represented by the Sümbüldağ Formation which filled the paleotopographic subsidences in the basin with coarse blocks, gravels and clastics in the bottom, indicating a high energy terrestrial and shallow water environment and continuing with sandstone, marl lenses and limestone levels in the upperparts.

In the Miocene, the E-W directed folds, reverse faults with the same directions and shear faults oblique cutting the two, had been formed due to the pre-Miocene, N-S directed compressional tectonics. However after Miocene, N-S and NE directed big folds are formed by the WNW (approximately E-W) directed transpressive compression in the region between the main strike slip faults. In the western part of the studied area this tectonics generated folds with E-W axes, directed to east.

In progress of deformation, the N-S and NE directed folds had fell over and broken down from somewhere near their axis producing high angular, oblique reverse faults. Saimbeyli Fault Zone and Armutalan Faults are such as these faults which sliced the Geyikdağı succession and thrust over each other. With respect to this, the area on the west of Armutalan Fault forms the Güzpınarı tectonic slice, the area between the Armutalan Fault and Saimbeyli Fault Zone forms the Saimbeyli tectonic slice and the area on the east of Saimbeyli Fault Zone forms the Kızılyer tectonic slice.

The WNW compressive tectonic regime's last products in the region are the strike slip-shear faults with oblique component, cross cutting the N-S extending reverse faults.

The tectonic regime after the Miocene affected the pre-Miocene tectonic structures. The reverse faults transformed into right or left lateral strike slip faults whereas the shear faults' slips are reversed due to this new tectonism.

In the beginning of the Miocene, a fast sedimentation filling up the paleotopographic subsidences is observed. Effective compressional tectonism made the region to get shallow by uplifting and turn into a terrestrial environment till Pliocene.

The faults narrowed the sedimentation into the small subsidence areas, lakes and deep valleys with river and alluvium sedimentation in the Plio-Quaternary periods.

---

[1]This study was supported by Istanbul University Scientific Research Project Center with the Project number ***T-1165/18062001***.

1 GİRİŞ

Toros Orojenik Kuşağı'nın, "Doğu Toros Dağları" olarak isimlendirilen bölgede yeralan çalışma alanı, oldukça sarp morfolojisi ve karmaşık jeolojik yapısı ile belirgindir. Yeryuvarının son 800 milyon yıllık sürecinde geçirmiş olduğu değişimin belirlenmesinde kilit noktalardan birini oluşturan Türkiye güneyindeki Toros Dağlarının jeolojisindeki karmaşa, 19. yüzyıl da ortaya sürülen 'Levha Tektoniği Kuramı' ile zaman içerisinde çözülmeye başlamıştır. Toroslar, Prekambriyenden günümüze değin, jeolojik değişkenliğin yoğun olarak yaşandığı Levha kenarlarında yeralması dolayısıyla, her döneme ait izleri içerisinde barındırmaktadır. Bilinen en eski, Prekambriyende Gondavana kıtası kuzey kenarında başlayan Torosların jeolojik serüveni, Paleozoyik döneminde, kuzeyinde açılan Paleotetis ve sonrasında Paleotetisin kapanımı ile birlikte kuzey ve güneyinde oluşan Neotetis okyanuslarının oluşumu ve yok oluşu sürecindeki, farklı havza gelişimleri, tektonik değişkenlikler, magmatik olaylar ve canlı gelişimlerine tanıklık etmiştir. Bütün bu süreçlerin ortaya konması için özellikle 19. Yüzyıl ikinci yarısından itibaren jeolojik çalışmaların yoğun olarak gerçekleştirilmeye başlandığı bölgede, birçok yerli ve yabancı bilim adamı incelemelerde bulunmuşlardır.

Yukarıda da değinildiği gibi karmaşık jeolojik yapısı, uygunsuz arazi koşulları ve özelliklede Alpin dönemindeki etkin tektonizmanın daha önceki dönemlere ait jeolojik olayların anlaşılmasını güçleştirmesi dolayısıyla, bölge, halen içerisinde birçok bilinmeyen soruyu barındırmaktadır. Bugüne değin bölgede sürdürülen çalışmalar genellikle stratigrafik ve sedimentolojik özelliklerin araştırılmasına yönelik olmuştur. Bu nedenle bölgenin eski ve yeni tektonik dönemdeki, deformasyonu ve havza gelişimlerinin imkanlar dahilinde ayrıntılı bir şekilde ortaya konmasına yönelik olarak, Mansurlu-Saimbeyli (Adana) arasında kalan 455 km^2 lik alanda incelemeler gerçekleştirilmiştir. Ayrıca, bölgesel jeolojik problemlerin çözümü için inceleme alanı doğusunda ve batısında yeralan, Doğu Anadolu ve Ecemiş Fayları arasındaki oldukça geniş bir alanda, jeolojik gözlemlerde bulunulmuş, kuşak içerisinde daha önce yapılan

çalışmalar literatürden taranarak, bölgesel jeolojik yorumlar kuvvetlendirilmeye çalışılmıştır.

İnceleme alanı Geyikdağ Birliği olarak isimlendirilen (Özgül, 1973) ve Torosların değişik kesimlerinde mostraları bulunan Prekambriyenden Kuvaterner' e değin geniş zaman aralığında oluşmuş kaya birimlerini kapsamaktadır. İnceleme de 1/25 000 ölçekli Kozan M35-b1, M35-b2 ve Gaziantep M36-a1 paftalarının bulunduğu alanda, detay jeolojik haritalama çalışmaları yapılmış ve kayastratigrafi birimlerinin formasyon mertebesindeki kalınlıkları, litolojik özellikleri, taban tavan ilişkileri, fosil içerikleri ve fasiyes özelliklerinin ortaya konmasına yönelik olarak uygun hatlar boyunca ölçülü kesitler alınmıştır. Ölçülü kesitlerden sistemli ve gerekli görülen yerlerden de nokta numune derlemeleri yapılmış, alınan örnekler üzerinde makroskobik ve mikroskobik düzeyde, petrografik ve paleontolojik incelemelerde bulunulmuştur.

Bölgenin tektonik evrimine yönelik olarak, tespit edilen düzlemsel ve çizgisel deformasyon yapılarının yönelimleri ölçülmüş, bu verilerden, bilgisayar programları yardımıyla eşit alan stereografik izdüşümleri ve gül diyagramları çıkarılmıştır. Ayrıca tektonik amaçlı, başta Kambriyen ve Ordovisiyen kayaları olmak üzere sahadan çok sayıda yönlü örnek alımı gerçekleştirilmiş, ince kesitleri hazırlanarak kayaçlardaki deformasyon dağılımı ve gelişimi ile yönelimlerine dair mikrotektonik uygulamalar gerçekleştirilmiştir.

Bölgede tespit edilen yapılar plastik, yarı plastik ve kırılgan defornasyon türleri şeklinde ele alınıp, her türe ait tektonik yapıların ayrıntılı mikro ve makro incelemeleri yapılarak haritaya aktarılmıştır. İnceleme alanındaki tektonik taşınma yönlerinin ve yapısal jeolojik özelliklerinin ortaya konması amacıyla, yapı haritası ve uygun hatlar boyunca enine kesitler hazırlanmıştır. Bölgenin 3 boyutlu morfolojik yapısı ortaya konarak, tektonik kontrolün izlenmesine olanak sağlanmıştır. Saha çalışmalarında ölçülen düzlemsel ve çizgisel yapıların yanı sıra, mikroskop çalışmalarından elde edilen kayaç deformasyonlarına ait veriler yardımıyla hazırlanan stereogramlar ve gül diyagramlarıyla, fay çözümlemeleri, kıvrım analizleri ve sonuçta bölgeyi etkileyen tektonik fazların ayırdımı ve yönelimleri ortaya konmaya çalışılmıştır.

Saha çalışmalarından elde edilen bulgular, laboratuar incelemelerinde ortaya çıkan veriler ve aynı kuşak içerisinde yeralan bölgelerde yapılmış jeolojik incelemelerde dikkate alınarak, bölgenin Prekambriyenden günümüze değin geçirmiş olduğu jeolojik evrim ortaya konmaya çalışılmıştır.

2 GENEL KISIMLAR

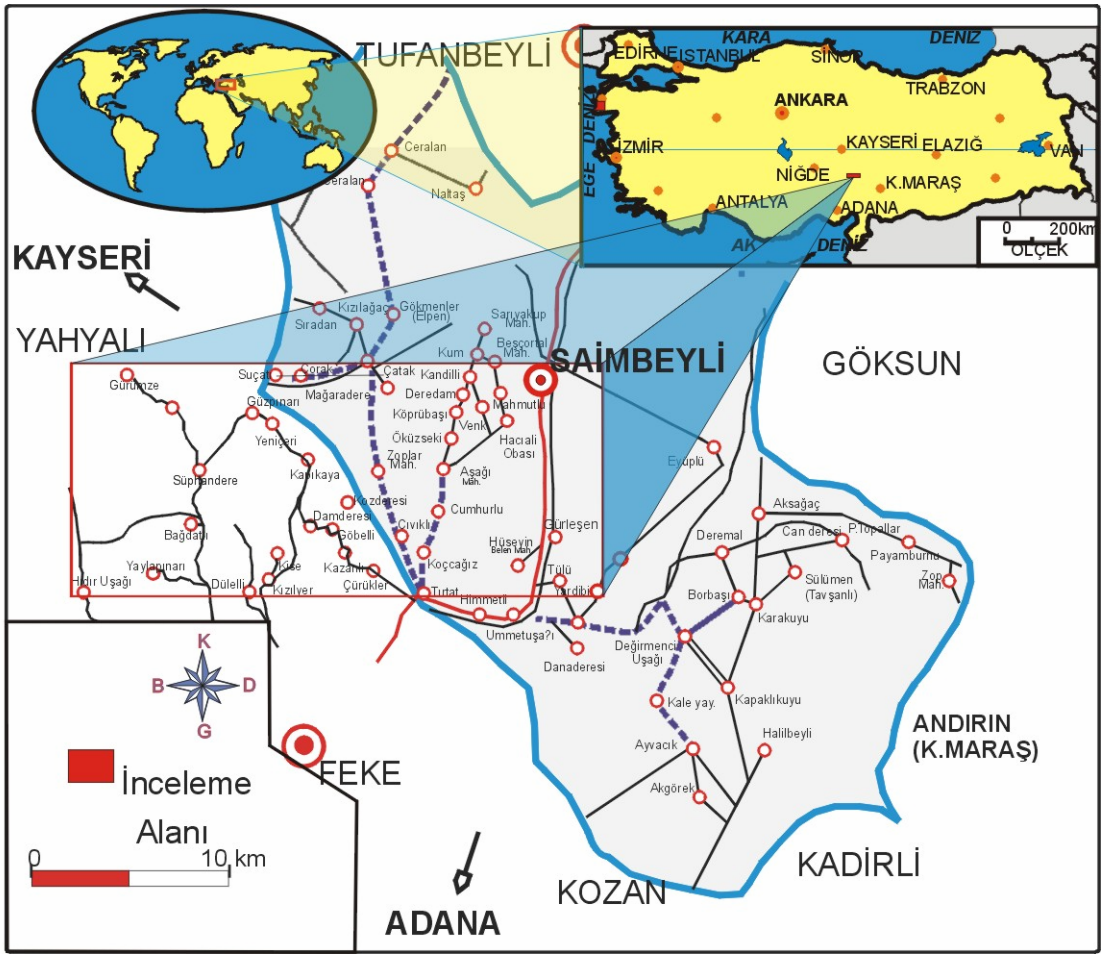
2.1 ÇALIŞMA ALANININ COĞRAFİK KONUMU

İnceleme alanı Doğu Torosların batı kesiminde yeralmakta ve idari bakımdan Adana iline bağlı Saimbeyli ilçesi ve Feke ilçesine ait Mansurlu kasabası arasında kalan bölgeyi kapsamaktadır (Şekil 2-1). 455 km^2 lik genişliğe sahip olan çalışma alanı, 1/25000 ölçekli Kozan M35-b1, M35-b2 ve Gaziantep M26-a1 paftalarını içine almaktadır. Çalışılan bölge Kayseri ve Kahraman Maraş illerine sınır olup, Adana ili kuzeyinde yeralan Saimbeyli ve Feke ilçeleri içerisinde yeralmaktadır. Bölge kuzeyde Tufanbeyli, doğuda Andırın, kuzeybatıda Develi, batıda Yahyalı ve güneyde Feke ilçeleri ile sınırlı olup, oldukça dağlık bölgede yerleşim kuzey-güney uzanımlı vadiler boyunca sıralanmıştır. Bunların başlıcaları, Saimbeyli ilçesi, Gürleşen, Çatak, Kandilli, Hüseyinbelen, Gürümze, Yaylapınarı, Süphandere, Bağdatlı, Suçatı, Güzpınarı, Göbelli köyleri'dir.

2.1.1 Yüzey Şekilleri

Oldukça dağlık bir morfolojiye sahip olan çalışma alanı, kuzeydoğu-güney batı uzanımlı dağlar ve bunların arasında kalan derin vadilerden oluşmaktadır (Şekil 2-2). Tektonik kontrolün egemen olduğu bölge morfolojisinde, yayvan alanlar genellikle şeylli ve killi litolojik alanları, silis içeriği yüksek kırıntılı birimler ile karbonatların ise daha ziyade yüksek kesimleri oluşturduğu ayrıca Neojen çökelimininde yüksek alanlarda yeraldığı gözlenmektedir. Bölgede, Feke dağı, Lale çukuru, Çal dağı, Çiğdem dağı, Kurma dağı, Gavuroluğu dağı, Uyuz tepe, Çamçukuru tepe, Çiğdem dağı, Oklubelen Tepe, Dede Tepe, Göztaşı tepe gibi yüksek alanların yükseklikleri, 1500-3000 metre arasında değişmektedir. Kuzey-güney uzanımlı vadiler; Saimbeyli deresi, Çatak-Cıvıklı hattı, Suçatı-Güzpınarı hattı, Gürümze-Yaylapınarı hattı ve Bahçecik-Hıdıruşağı hattı şeklinde uzanmaktadır. Kuzey-güney uzanımlı bu vadilerin

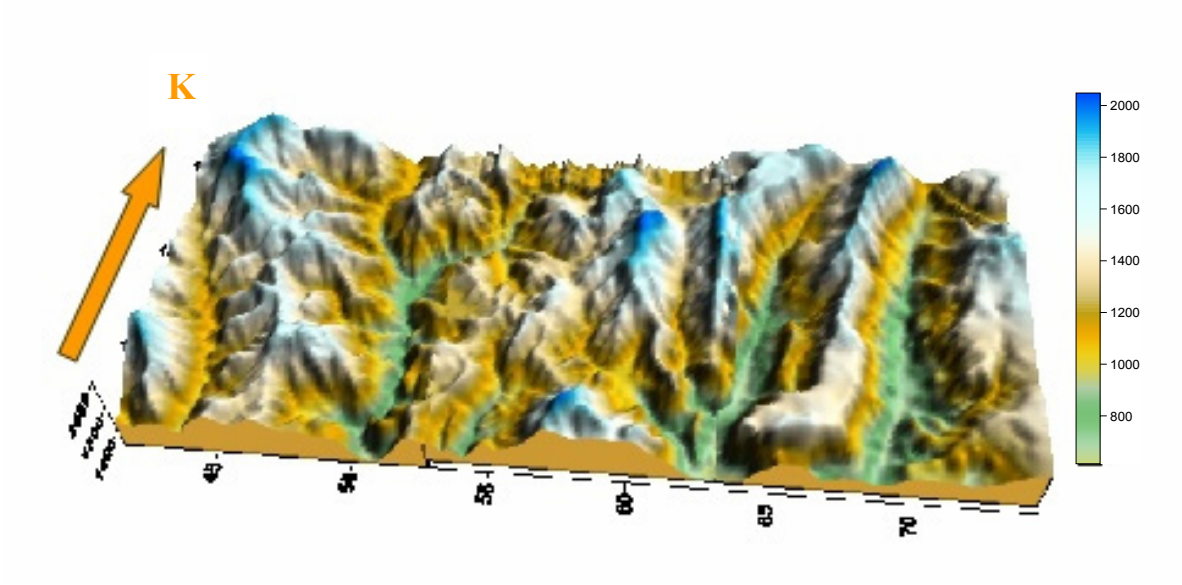
yanı sıra bölgedeki çok fazlı tektonizmanın belirtilerini yansıtan, başlıca doğu-batı yada farklı yönlü küçük vadilerde yer almaktadır.



Şekil 2-1: İnceleme alanının yer bulduru haritası.

2.1.2 Hidrografya

İnceleme alanındaki akarsu ağı genellikle tektonizma kontrolünde şekillenmiştir. Oldukça yoğun bir drenaj ağına sahip bölgede, derin vadiler boyunca yeralan büyük derelerin yılın her günü akar konumda olduğu; yamaç eğimi fazla ve dar yataklı olan bu dereler boyunca, yağışın bol olduğu dönemlerde, yerleşim birimlerinin sel riski taşıdığı görülmektedir. Bölgenin başlıca akarsuları Göksu nehri, Saimbeyli deresi, Kandilli deresi, Kirkök dere, Aksu deresi, Süphandere ve Bahçe deresidir.



Şekil 2-2: İnceleme alanının yüzey morfolojisi.

2.1.3 İklim

İnceleme alanı, Akdeniz kuşağı içerisinde yeralmakla birlikte, denizden yüksek oluşu nedeniyle bölgede, İç Anadolu'nun tipik karasal iklimi hüküm sürmektedir. Kış ayları yoğun kar yağışı ile birlikte, sert ve soğuk olup yılın büyük bir bölümü karla kaplı, yaz ayları serin ve yağışlı geçmektedir. Yıllık ortalama sıcaklık, kış aylarında 4^0 C, yaz aylarında ise 22^0 C dolayındadır. Bölgedeki hakim rüzgar, kuzey rüzgarlarıdır.

2.1.4 Bitki Örtüsü

Çalışma sahası yoğun orman arazisi niteliğinde olup çam, sedir, köknar ve meşe ağaçlarına sıkça rastlanmaktadır. Bunun yanı sıra, boyu iki metreye ulaşan makilik alanlar da mevcuttur. Son yıllarda bölgede yaygınlaşan sulama çalışmalarıyla birlikte, üzüm bağları, kiraz ve ceviz ağacı gibi ekonomik nitelikli bitkisel alanlara da rastlanmaktadır. Ormanlık alan bölgenin % 70 inden fazlasını kaplamaktadır.

2.1.5 Ekonomik Durum

Bölgenin ekonomik yapısı tarım ve hayvancılığın yanı sıra, büyük oranda orman işçiliğine dayanmaktadır. Çalışma sahasının çevre illere olan uzaklığı, iklimin oldukça sert oluşu, ulaşım olanaklarının elverişsizliği, ekilebilir alanların azlığı, sanayisinin olmayışı dolayısıyla, ekonomik anlamda ülkenin güçsüz bölgelerinden birini oluşturmaktadır. Son yıllarda bölgede tarım ve hayvancılık alanında önemli atılımlar

bulunmakta, özellikle bölgedeki su kaynaklarının değerlendirilmesi girişimleri ile birlikte meyvecilik, balık yetiştiriciliği ve bahçe ürünlerinin yanı sıra, enerji üretimi konusunda ilerlemeler kaydedildiği gözlenmektedir. İnceleme alanının morfolojik yapısı ve bitki dağılımı, arıcılık konusunda yöre halkına önemli ekonomik girdi sağlamaktadır. Bölgenin kalkınması için özellikle endüstriyel hammadde anlamında, bölgedeki mevcut rezervlerin varlığı dikkati çekmektedir. Özellikle demir bakımından zengin bölgede, barit, kuşun-çinko, spekülarit, kuvars kumu ve mermer madenlerinin henüz yeterli düzeyde etüt edilmediği gibi, mevcut bilinen rezervlerinde etkin bir şekilde işletilemediği gözlenmektedir. Bu anlamda ele alındığında, gelecekte bu madenlerin, bölge ekonomisinde büyük etkisi olacağı görülmektedir.

2.1.6 Ulaşım

İnceleme sahasında, Adana-Tufanbeyli arasındaki asfalt yol ile Saimbeyli-Feke arasında çift yönlü ve oldukça dolambaçlı olan yol dışındaki diğer bütün alanlarda ulaşım, stabil ve bozuk yollar dan gerçekleşmektedir. Köy yolları ve orman yollarında yılın büyük bölümünde, hava ve morfolojik koşulların uygunsuzluğu nedeniyle ulaşım güçlükle yapılabilmektedir (Şekil 2-1).

2.2 ÖNCEKİ İNCELEMELER

Bölgenin jeolojik yönden ilginçliğinin yanı sıra bir o kadarda karmaşık bir yapı sunması, çok sayıda yerli ve yabancı jeolog ve madencinin ilgisini çekmiştir. 19. yüzyılın ikinci yarısından itibaren süregelen çalışmalar, özellikle 1935 yılında MTA enstitüsünün kurulmasıyla bilimsel anlamda ivme kazanmış ve bölgenin sorunlarına yönelik değerli çalışmalar ortaya konmaya başlanmıştır. Bu yıla değin **Tchihatcheff**, 1866-1869 yıllarında bölgede yaptığı incelemelerde Devoniyen ve Karbonifer birimlerin varlığını ortaya koymuş, 1911-1912 yıllarında **Broilli,** 1916 yılında **Frech** Paleozoyik birimlerde bilimsel incelemelerde bulunmuşlardır.

Blumenthall (1941-1944); Doğu Torosları coğrafik stratigrafik ve tektonik özelliklerine göre farklı bölümlere ayırmış, Devoniyen, Permo-Karbonifer, Eosen ve Miyosen formasyonlarının varlığından söz etmiştir.

Yalçınlar (1955); Feke-Saimbeyli yöresinde yaptığı incelemelerde bölgede ilk defa Graptolitli şistlerle temsil edilen Silüriyen birimlerin varlığını ortaya koymuştur.

Abdüsselamoğlu (1958); Yukarı Seyhan Bölgesinde Doğu Torosların Jeolojik etüdü isimli çalışmasında, Paleozoyik birimlerinin litolojik özellikleri ve stratigrafik ilişkilerinin yanı sıra, Kretase yaşlı birimlerin bölgede uyumsuz olarak yer alışı ve Tersiyer çökeliminin gelişimine değin bir çok konuda, bölgede daha sonra çalışacak yerbilimcilere ışık tutacak çalışmalar yapmıştır.

Demirtaşlı (1967); Pınarbaşı-Sarız-Tufanbeyli dolaylarında litostratigrafik ve petrol incelemelerine yönelik olarak yaptığı çalışmalarda, bölgedeki Paleozoyik ve Mesozoyik birimleri ayırt ederek, bu gün de bölgede çalışanların genellikle riayet ettikleri formasyon adlamalarını gerçekleştirmiştir. Ayrıca Ordovisiyen ve Silüriyen ile Triyas ve Jura-Kretase yaşlı birimler arasında uyumsuzluklar bulunduğunu belirtmiştir.

Özgül, Metin ve Dean (1972); Tufanbeyli-Sarız civarında yaptıkları çalışmalarda ilk kez, Kambriyen kireçtaşları üzerine gelen Ordovisiyeni, derledikleri Trilobit fosilleri ile saptamışlardır.

Ricou ve diğ. (1975); Toroslarda tektonik pencere biçiminde yüzeyleyen kireçtaşı ekseninin, Arap-Afrika levhasının uzantısı olduğunu ve bunların metamorfik ve ofiyolit naplarla örtüldüğünü belirtmiştir.

Özgül (1976); 'Torosların bazı temel jeolojik özellikleri' adlı makalesinde Toros kuşağında Kambriyen-Tersiyer aralığında çökelmiş kaya birimlerini stratigrafi, metamorfizma, kapsadıkları kaya birimleri ve günümüzdeki yapısal konumlarına göre, Bolkardağı Birliği, Aladağ Birliği, Geyikdağı Birliği, Alanya Birliği, Bozkır Birliği ve Antalya Birliği şeklinde birliklere ayırmış ve bunların tektonik ilişkilerini ortaya koymuştur.

Tekeli (1980); Aladağların yapısal incelemesini ele aldığı çalışmasında, bölgedeki ofiyolitik kayaların, kıta kenarına yerleşiminin Maastrihtiyende gerçekleştiğini belirtmiştir.

Ricou (1980); Torosların, Arap platformuna benzerliklerini ortaya koymuş ve batıda Helenitler, doğuda Zagritler ve güneyde Arap platformu arasındaki konumunu incelemiştir.

Ulakoğlu (1980); Ala dağların kuzeyinde yeralan, Yahyalı-Elmadağı arasında gerçekleştirdiği çalışmasında, altta, Devoniyen öncesi temel metamorfik karmaşığı, bunun üzerinde uyumsuz bir şekilde Devoniyen-Karbonifer-Permiyen -Triyas yaşlı kırıntılı ve karbonatlı düzeylerinin geldiğini, bu serinin Üst Kretase yaşlı çörtlü mikritik kireçtaşlarıyla uyumsuz olarak üzerlendiğini belirtmektedir. Üst Kretase yaşlı birimlerin ayrıca Ofiyolit ve Paleozoyik kayalarına ait bloklar ihtiva ettiğini, bölgede Miyosen klastiklerinin Paleozoyik ve Mesozoyik serileri uyumsuz bir şekilde üzerleyerek, Pliyosen döneminde volkanizmanın etkin olduğu bir döneme girildiğini vurgulamıştır. Ayrıca bölgedeki magmatik aktivitenin Üst Kretase ve sonu ile Miyosen-Pliyosen ve Kuvaternerde gerçekleştiğini, bunlardan Kretase döneminin Plütonik, daha genç döneme ait olanının ise Volkanik aktivite şeklinde oluştuğunu ortaya koymuştur.

Güvenç (1981); Tetisin Permiyen-Triyas stratigrafisi ve paleocoğrafyasını belirlemeye yönelik çalışmasında, Permiyen ve Skitiyen de kara üstü bir deniz olan Tetisin, doğu Akdeniz körfezi olarak adlandırdığı bir körfezi bulunduğunu belirtmektedir. Bu süre boyunca iki kıta arasında, sığ fakat sürekli çökme gösteren bir platformun varlığını belirterek, doğu batı yönünde kısmen adalar zinciri şeklinde uzanan, Tetis yükseltisi ile bu platformun Avrasya ve Afrika platformlarına ayrıldığını ortaya koymuştur. Orta Triyas ta, Avrasya platformunun Ege–Anadolu kırık zonu boyunca ikiye ayrıldığını (Avrasya- Anadolu platformu), bu kırık zonunun Jura-Alt Kretase (Anisiyenden sonra) de okyanuslaşmaya başladığını belirtmiştir. Bölgedeki yapısal birliklerin konumunun bir tek okyanuslaşma bölgesini, Ege–Anadolu kırık zonunun varlığını gösterdiğini ve güney ofiyolit kuşağının, Ege–Anadolu zonu kökenli olduğunu, güneye bindirmeyle iç masiflerin, tektonik pencere şeklinde ortaya çıktığını öne sürmüştür.

Metin ve diğ. (1982); Tufanbeyli-Sarız-Saimbeyli arasında kalan bölgenin kaya birimlerini ayırtlayıp, jeoloji ve kırık haritasını çıkarmışlardır.

Pampal ve Kurtman (1983); Kadirli-Kozan ve Kadirli-Andırın, arasında kalan bölgede gerçekleştirdikleri çalışmada Neotetis riftleşmesine dair yeni bulgular ortaya koymuşlardır. Savrun koridorunun varlığını, önceki çalışmaları da baz alarak inceleyen yazarlar, bölgede Triyas birimlerinin varlığını ortaya koyarak, Turnadağ formasyonu ismini vermişlerdir. Bu birimden elde edilen bulgular ile Neotetis güney kolunun, Üst Triyas ta oluştuğunu tespit etmişlerdir. Bölgede yaygın olarak, temel birimler üzerinde uyumsuzlukla yeralan Miyosen birimlerinin, yakınsamanın yaşının tayininde, değerli bulgular sunduğunu ifade etmişlerdir.

Demirtaşlı ve diğ. (1983); Bolkar dağlarının güney batısında gerçekleştirdikleri incelemede stratigrafik olarak Bolkar ve Aladağ birliği şeklinde iki birlik ayırtlamışlar ve her bir birliğin stratigrafik dizilimini ortaya koymuşlardır. Bolkar dağlarının kuzeyinde yeralan, Ereğli Ulukışla Baseninin özelliklerini ortaya koymuşlardır. Bunun dışında, Bolkar ve Aladağ birlikleri üzerine ofiyolit yitiminin yaşının, Üst Maastrihtiyen yada muhtemelen Erken Paleosen olmasına karşın, Ulukışla Baseni içerisine yerleşen ofiyolitik melanjın, yerleşme yaşının, Geç Kampaniyen öncesi olduğunu ortaya koymuşlardır.

Tutkun (1984); Saimbeyli civarında yaptığı çalışmada, kaya stratigrafi birimlerinin türü, fosil içerikleri ve stratigrafik ilişkilerinin yanı sıra tektonik özelliklerini ortaya koymuştur. Bölgede Karbonifer-Permiyen, Triyas-Jura ve Eosen-Miyosen arasında bir uyumsuzluğun bulunduğunu, Binboğa masifi olarak adlandırdığı allokton birimin bölgeye Miyosen öncesinde, GD' dan KB' ya doğru yerleştiğini saptamıştır.

Demirkol (1986); Orta Torosların kuzeyinde yeralan Çay ilçesi güneyindeki Yalvaç civarının jeolojik ve tektonik özelliklerini ele aldığı çalışmasında; bölgede allokton ve otokton birimlerin yeraldığını ortaya koymuştur. Otokton istifin Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen yaşlı Sultan dede formasyonu ile başladığı, Orta Üst Devoniyen yaşlı kuvarsitlerin bu birimleri uyumsuzlukla örttüğünü belirtmiştir. Karbonifer serilerinin şeyl arakatkılı kalkşist ve mermerlerden oluştuğu, kumtaşı, kumlu kireçtaşı düzeylerinden oluşan Permiyen yaşlı birimlerin bunu takip ettiğini tespit etmiştir. Bölge güneybatısında kireçtaşı, radyolarit, peridotit ve serpantinlerden oluşan allokton Hoyran ofiyolitinin, Orta Lütesiyen sonunda tektonik olarak bölgeye yerleştiğini ve bu

yitimin Pireniyen orojenik fazının bir neticesi olduğunu ortaya koymuştur. Yazar ayrıca, Miyosene değin deniz altı olan bölgenin, sonrasında günümüze değin kara olarak kaldığını ifade etmiştir.

Metin ve diğ. (1986); Doğu Torosların batı kesimde kalan oldukça geniş bir alanın jeolojisini ortaya koymaya yönelik çalışmada, magmatik, metamorfik ve sedimenter 3 kaya topluluğunun yeraldığı ve bunların jeolojik ve yapısal özelliklerine göre 4 ana topluluğa ayrıldığını belirtmişlerdir. Göksu fayının doğusunda, Göksun Metamorfitleri, güneydoğusunda Andırın Karmaşığı, Göksu fayının güneybatısında ise Toros otokton istifi ve bu istifi B-KB dan çevreleyen allokton ofiyolitli Kireçlikyayla Karmaşığı şeklinde, bu toplulukları isimlendirmişlerdir.

Önalan (1986a); Önülke havzaları gelişimleriinin ele alındığı çalışmada, Kahramanmaraş bölgesi ve çevre alanlardan elde edilen veriler yardımıyla bölgenin, aşama aşama, jeolojik evrimi ortaya konmuştur. Buna göre, inceleme alanı ve civardaki Jura birimlerinin, diskordanslı ilişkisinin, bölgede bir riftleşmeyle ilgili olduğu ve bunun Alt Kretase içlerine kadar sürdüğü belirtilmiştir. Bölgede yer alan Valanjiyen yaşlı ensimatik karakterli birimlerin, kuzeye dalımın, bir neticesi olduğu ve bu dalımın Üst Maastrihtiyene değin devam ettiği ortaya konmuştur. Bölgenin, Tersiyerde, sıkışma rejimine maruz kaldığı ve Zagros kenet kuşağının güneyinde, bir önülke havza niteliği taşıdığı belirtilerek, bu havzanın, kuzeyindeki orojenik kuşağa ait birimlerin, güneyindeki Arap levhasına, Kampaniyen (Üst Kretase) sonrasında bindirmesiyle oluştuğu ortaya konmuştur.

Kelling ve diğ. (1987); Gökçen ve diğ. (1988); Misis sütrüktürel yükseliminin gelişimini incelemişler ve Misis bölgesi türbiditik serilerinin evrimini incelemek için jeokimyasal, yapısal, sedimenter ve petrografik incelemelerde bulunmuşlardır. Bu yazarlar, Misis kompleksi ve Adana Baseni (Adana ve İskenderun Baseni) için peristural foreland basen modelini önermişlerdir.

Ayhan (1988); Kozan-Elmadağı (Adana) arasında gerçekleştirdiği çalışmada, Kambriyen-Miyosen arasındaki, otokton kayaçların stratigrafik ve tektonik özelliklerini ortaya koymaya yönelik çalışmasında, bölgede, Üst Karbonifer ile

Permiyen, Triyas ile Jura, Üst Kretase ile Miyosen arasında uyumsuzlukların bulunduğunu belirtmiştir. Hersiniyen ve Alpin hareketlerinin bölgeyi 1000 metreye değin yükselttiği, kıvrımlar, ana faylar ve çökel tabakaları doğrultularının, bu tektonik etki ile kuzey-kuzeydoğu yada kuzey/güney yönünde geliştiğini, ayrıca kıvrımların çoğunlukla devrik ve asimetrik bir yapıda olduğunu ortaya koymuştur.

Gökçen ve diğ. (1988); Doğu Akdeniz ve Levant'ın Tersiyerdeki jeolojik evrimini konu alan incelemede, bölgede Oligosen ve Miyosen yaşlı birimlerin, Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı sedimanlar ve bazaltik lavlarla örtüldüğünü belirtmişler. Bölgede Alt ve Orta Miyosen yaşlı İsalı ve Karataş formasyonlarını tanımlamışlardır. Bölge güneyinde yüzeyleyen, Tortoniyen yaşlı birimlerin, Adana baseninde yer alan kuzgun formasyonunun eşdeğeri niteliğindeki, Kızıldere formasyonu olduğunu ortaya koymuşlardır. Bunun yanı sıra, Misis Karmaşığı içerisindeki magmatik olistolitlerin, yay gerisi kökenli olduğunu, buna karşın bölgedeki sedimenter istifteki farklılaşmanın Miyosende, Güney Anadolu'da gelişen çarpışma olayından kaynaklandığını ifade etmişlerdir.

Yılmaz ve diğ. (1988); Güneydoğu Anadolu'nun jeolojik evriminin ortaya konması için, bölgedeki Miyosen döneminin önemine dikkat çeken yazarlar, İskenderun, Maraş gibi havzaların Miyosen başında bölgede etkin olan orojenez sonrası orta Miyosende ve orojenezin son dönemlerinde, ilerleyen tektonik rejim içinde geliştiğini belirtmişlerdir. Buna karşın bölgede yöreden yöreye, Miyosen çökelimindeki değişimlerin, ilerleyen deformasyonun zaman içindeki farklılıklarından kaynaklandığını ve Miyosen çökeliminin büyük oranda yanal atımlı fay sistemleri ile denetlendiğini ifade etmişlerdir. Amanos dağları ve civarında gelişen Orta Miyosen istiflerinin, yeni bir çanak açılması ürünü olmayıp, bölgede önceden beri varolan denizel ortamın, orojenik kuşakta, sıkışma sistemi sonucu yükselen alanı terk edip, yanal atımlı fayların bölgede oluşturduğu, çukurluklara denizin ilerlemesi ile geliştiğini ortaya koymuşlardır.

Dean ve Monod (1990); Doğu Toroslardaki Ordovisiyen yaşlı birimlerin litostratigrafik terminolojilerinin ele alındığı çalışmalarında, Emirgazi formasyonu yerine Zabuk formasyonu, Değirmentaş formasyonu yerine Çaltepe formasyonu,

Armutludere formasyonu yerine Seydişehir formasyonu ve Ordovisiyenin üst kesimleri içinde, Hakkari'de tanımlanan Şorttepe formasyonu isimlerini önermişlerdir.

Ünlügenç ve diğ. (1991); Adana Baseninin tektono-stratigrafik gelişimi ile ilgili kısa bir bildiri yayınlamışlar ve bu çalışmalarında stratigrafik olarak yeni bazı fikirler ortaya atmışlardır. Bu yazarlar özellikle Yetiş (1988) tarafından öne sürülen bazı litostratigrafik görüşlere karşı çıkarak, Kaplankaya ve Güvenç Formasyonlarının doğal ve startigrafik konumları hakkında farklı görüşler belirtmişlerdir.

Yılmaz ve Yiğitbaş (1991); Güneydoğu Anadolunun farklı ofiyolitik ve metamorfik birliklerini konu alan incelemede bölgede yer alan ofiyolitik ve metamorfik kaya gruplarının Üst Kretase ve Miyosen aralığındaki orojenezin gelişmesi esnasında paketlenmiş farklı tektonik ve stratigrafik dizilerden oluştuğunu platforma ilk ofiyolit yerleşiminin Üst Kreatase sonunda ikincisinin ise Orta Eosen de gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Bunun sonucunda Arap otoktonu üzerinde farklı tektonik konumlarda okyanus tabanı dilimlerinin ortaya çıktığını ifade etmişlerdir. Orojenik kuşakta yer alan nap dilimlerinin kuzeyden güneye gençleştiğini ortaya koymuşlardır.

Yılmaz ve diğ. (1992); Güneydoğu Anadolu Metamorfik Masifleri isimli çalışmalarında, birbirinden bağımsız görülen bu metamorfik masiflerin, gerçekte aynı tektonik birime ait olduğu ve stratigrafik olarak ta benzerlik arz ettiklerini gözlemişlerdir. Bu masiflerin Alt Kretase'den Üst Kretase'ye kadar bir kaya dağılımını içerdiği ve tümünün topluca, Üst Kretase'de metamorfizmaya uğramış bir kıta platformundan türediğini ortaya koymuşlardır. Ayrıca masiflerin Alt-Orta Miyosen'de Arap Platformu üzerine yerleştiklerini ifade etmişlerdir.

Yılmaz ve diğ. (1993); Güneydoğu orojenik kuşağını ele alan çalışmalarında kuşağı kuzeyde, yaklaşık doğu batı gidişli Orojenik kuşak ve Arap platformu şeklinde ele aldıktan sonra Orojenik kuşağı da kendi içinde Ekay zonu ve Nap alanı olmak üzere istifsel ve yapısal nitelikleri farklı iki as bölüme ayırmışlardır.

Gürbüz ve Kelling (1993); İnceleme alanının güneyinde yeralan, Adana Baseni Cingöz formasyonu türbiditik kumtaşlarının provenanslarının tespitine yönelik

çalışmalarında, iki küçük lob şeklinde tanımladıkları denizaltı yelpazelerinden, batıdakinin kuzeybatıdan, doğudaki yelpazenin ise kuzeyden beslendiklerini tespit etmişlerdir. Ayrıca hazırladıkları diyagramların sonuçlarına göre, Cingöz formasyonunun, dissected arc, transitional ve recyled orojen ortamlarını karakterize ettiğini belirtmişlerdir.

Elmas (1996); Kuzeydoğu Anadolu bölgesini içine alan çalışmasında, doğu Pontidlerin paleocoğrafyasını, Karbonifer öncesi bir dönemde, güneydeki bir kıtasal birlik ve kuzeydeki Paleotetis okyanusunun şekillendirdiğini belirtmiştir. Erken Karbonifer'de gondvana altına, Paleotesin güney yöndeki dalımının, yay magmatizmasını oluşturduğunu, Geç Karbonifer-Erken Permiyen'de magmatizmadaki bir duraksamanın, platform karbonatlarının çökelimini ve Triyas döneminde Karakaya okyanusunun back-arc baseni olarak açıldığını belirtmiştir. Geç Triyas'ta bu basenin kapanımıyla birlikte, güneyde, Keban kıtasında transgresif bir temel halini aldığını belirtmiştir. Geç Senomaniyen-Turoniyen'den Eosene kadar olan dönemde, Neotetisin kuzey yöndeki dalımıyla, ada yayını oluşturduğu, Turoniyen-Erken Eosen aralığında Pontid kıtası üzerine ofiyolitik bir melanjın yerleştiğini belirtmiştir. Miyosen'de kabuk kalınlaşmasıyla birlikte, volkanizmanın ve kıtasal-gölsel çökelimin bölgede hakim olduğunu ve bölgenin sağ yanal Kuzey Anadolu Fayı ve sol yanal Doğu Anadolu Fayı gibi doğrultu atımlı faylarla kat edildiğini belirmiştir.

Yılmaz ve Gürer (1996); Andırın dolaylarında gerçekleştirdikleri çalışmada bölgenin stratigrafik ve yapısal özelliklerine göre üç farklı topluluk ayıklamışlardır. Üst Kretase Eosen yaşlı yığışım prizması ile onun üzerinde gelişmiş olan denizel, iç düzeni zayıf çökel istif, ikincisi Amanos birliğine ait düzenli çökel istif, üçüncüsü ise Toros sistemine ait Mesozoyik kireçtaşlarından oluşan naplardır. Dikenli karmaşığı olarak adlandırdıkları yığışım prizmasının Geç Kretase de gelişen melanj niteliğindeki birimin temelini oluşturduğunu belirtmişlerdir. Geç Eosen Miyosen döneminde tektonik kontrollü havzalarda, kaotik çökel toplulukların geliştiğini ve Eosen-Oligosen dönemindeki vahşi filiş nitelikli Bulgurkaya formasyonunun, orta düzeylerinde girik volkanik kayaların varlığını saptamışlardır. Bölgede Miyosen döneminde Aslantaş ve Karataş formasyonları olarak adlandırılan düzenli filiş çökelimi oluştuğunu ve bu

şekilde bölgenin sığlaşıp yükselen bir ortamda, regresif bir istif ile sona erdiğini belirtip, bölgenin jeolojik evrimini ortaya koymuşlardır.

Koçyiğit ve Beyhan (1997); Güneybatıda Anamur ile kuzeydoğuda Düzyayla arasında kalan yaklaşık 730 km uzunluğunda, 2-80 km genişliğinde KD gidişli sol yönlü doğrultu atımlı bir fay şeklinde tanımladıkları, Anadolu plakasını kat eden ve güneydoğuda Adana ve Antalya basenlerini ayıran, Kıbrıs batısına değin, Akdeniz içinde uzanımı olan bir fay hattı tanımlamışlar ve Orta Anadolu Fay Zonu (CAFZ) olarak isimlendirmişlerdir. Kıta içi karakterli bu büyük transcurrent yapının, İç Toros hattını Pliyo-Kuvaterner de kat eden, eski bir paleotektonik yapı olan Ecemiş Koridorunun, yeniden aktivite kazanması sonucu geliştiğini belirtmişlerdir. Tanımlanan bu hattın halen sismik olarak aktif oluşuna dikkat çeken yazarlar, 74 km si eski 24 km si yeni tektonik döneme ait atımının olduğu ve yıllık 0.3 cm lik bir yer değiştirmenin söz konusu olduğu fay hattı boyunca yeralan bölgelerin sismik bölgelendirme çalışmasının yenilenmesi gerekliliğini öne sürmüşlerdir.

Bozkaya ve Yalçın (1998); Tufanbeyli, Saimbeyli, Feke, Göksu ilçeleri dolaylarında oldukça geniş bir arazide gerçekleştirdikleri incelemelerde, bölgede yeralan Geyikdağı birliğine ait Paleozoyik yaşlı otokton kayaları ile bunları KD-GB yönünde, doğu ve batıda kuşatan allokton birimlerin jeolojik incelemelerini yapmışlardır. Otokton istif içerisinde yeralan sedimenter istifin metamorfik ve minerolojik özelliklerinin ele alındığı çalışmada, diyajenez-matamorfizma geçişinin Ordovisiyenin üst kesimlerine karşılık geldiği ve genç birimlere doğru illit kristalinite derecesinin tedrici olarak azaldığı vurgulanmıştır. Ordovisiyen-Silüriyen yaşlı birimlerin antrasit; Devoniyen-Triyas yaşlı birimlerin ise bitümlü kömür evresini temsil eden olgunlaşma derecesine sahip olduğu ve sonuç olarak minerolojik ve petrografik verilerin Doğu Toros Otoktonunun tipik bir sedimenter gömülme sonucu, P-T-t nin tersi yönünde metamorfizma gösterdiğini ortaya koymuşlardır.

Demirel ve Kozlu (1997); Doğu Toroslardaki, 6 farklı kesitten derlenen yüzey örneklerinde bölgesel gömülme, termal olgunluk değişimleri ve kaynak kaya özellikleri çalışılmış olup, bölgedeki Alt Paleozoyik kayalarının gömülme derinliği ve zayıf organik materyal içerikleri dolayısıyla daha ziyade Üst Paleozoyik kayalar tercih

edilmiştir. Yapılan çalışmada, Alt Devoniyen yaşlı Ayıtepesi formasyonu haricindeki Üst Paleozoyik birimlerin TOC (toplam organik karbon) içeriklerinin 0.5% ten fazla olduğunu ortaya koymuşlardır. Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonunun daha ziyade karasal organik materyal (Tip III) içeriğine karşın, Gümüşali, Ziyarettepe ve Yığılı Tepe formasyonlarının hem karasal hem de denizel organik materyal (Tip II ve III) içerdiklerini saptamışlardır. Bu haliyle Ayıtepesi ve Şafaktepe formasyonunun gaz, Gümüşali, Ziyarettepe ve Yığılıtepe formasyonlarının şeyl ve kireçtaşlarının, hem gaz hem petrol potansiyelinin mevcudiyetini ortaya koymuş ve bölgedeki Üst Paleozoyik birimlerin ısısal olgunluk ve kaynak kaya olabilirliklerindeki değişimin, büyük oranda gömülme derinliği ile alakalı olduğunu saptamışlardır.

Yürür ve Chrozowich (1998); İskenderun körfezi ve K-KD'sunda gerçekleştirdikleri incelemede, Bölgede yer alan Afrika, Arap ve Anadolu plakalarının birbirlerine göre göreceli yakınsama hareketlerinin ele alınmış, bölgedeki tektonizma, plaka kinematiği ve bunlarla ilişkili volkanizmanın gelişimi ile ilgili incelemelerde bulunmuşlardır. Bölgeyi etkileyen iki deformasyon fazının varlığından söz eden yazarlar, ilk önce kuzey-güney yönlü sıkışma, sonrasında, günümüze değin devam eden doğrultu atım, gerilme tektoniğinin etkinliğinde, batıya kaçış hareketi olduğunu belirtmişlerdir. Bölgedeki fay geometriler, ve gps bulguları ile 1.9 milyon yıl yaşlı olarak belirttikleri Doğu Anadolu Fayının, yıllık 7.8-9 mm lik atımının olduğu ve toplam atım miktarının yaklaşık 15 km olduğunu belirtmişlerdir. Üçlü kesişim noktası yakınlarındaki toleyitik magma çıkışının, Ölü Deniz fayının kuzey ucunda yeralan Amanos Fayı boyunca, alkali bazalt volkanizması şeklinde gerçekleştiğini belirtmişler.

Garfunkel (1998); Tetis'in evrimini ele aldığı çalışmasında, Mesozoyik Neotetisinin Gondvana kıtası kuzeyindeki pasif kenar olarak, Erken Mesozoyik de oluşmaya başladığını öne sürmüştür. Doğu Akdeniz ve pasif kenarlarının, Pangea'nın parçalanmasından önceki, Erken Permiyen'den Orta Jura'ya kadar olan dönemdeki evrede, faylanma ve kıtasal bloğun parçalanmasıyla oluştuğunu öne sürmüştür. Bu olayın Levant ve Herodotus basenleri boyunca, Eratostenes ve Torid bloklarının sıyrılmasına neden olduğu daha sonra KD yönünde Arabistanın kuzey kenarları boyunca, genişleyen Kıbrıs baseniyle birleştiği ve bunu ana riftleşmenin takip eederek deniz tabanı yayılmasının geliştiğini belirtmiştir. Riftleşmenin başlarındaki

genişlemenin, Levant kıyılarına dik olduğu, Torid bloğunun kuzey yönünde hareket ettiği, Orta Jura sonlarında doğu Akdenizin pasif kenarları ve yamaçlarının oluştuğunu ifade etmiştir.

Göncüoğlu ve Kozlu (2000); Türkiye güneyi ve etrafındaki bölgelerde, jeolojik verilerle Gondvana kıtası kuzeybatısının, Erken Paleozoyik dönemdeki evrimini ortaya koymaya yönelik çalışmalarında, İnfra Kambriyen ve Geç Kambriyeni takiben, Alt Kambriyen döneminde, Panafrican rift fazının oluştuğu, Orta Kambriyen-Ordovisiyen döneminde kuzeye bakan kenar ve yamacın geliştiğini öne sürmüşleridir. Torosların güney kesiminde Geç Ordovisiyen-Erken Silüriyen döneminde periglacial çökel gelişimi ve deniz seviyesi değişimlerinin olduğunu ve Orta-Geç Silüriyende güney Toroslarda deniz seviyesinin ani yükselişi ile kırıntılı ve karbonat gelişimi oluşurken kuzey Toros kesiminde kıta yamacı ve okyanus tabanı basen çökellerinin yanı sıra okyanus ortası sırt volkanikleri gelişiminin gerçekleştiğini belirtmektedirler.

Robertson (2000); Türkiye güneyinin Mesozoyik ve Tersiyer dönemi tektonik evrimini açıklamaya yönelik çalışmasında, Torosları, en batıda Likya Napları, Neotetis kuzeyinde yer alan Beyşehir-Hoyran-Hadim napları ve en doğuda Likya naplarından farklı bir yerleşime sahip, Adana civarındaki ofiyolit ve ofiyolitik melanjlar şeklinde 3 segmente ayırmıştır. Neotetisin kuzey kolunun evrimini açıklamaya yönelik teorik modellerin yeraldığı çalışmada, Noetetis Güney kolunun, Geç Permiyen-Erken Triyas döneminde riftleştiği, Orta ve Geç Triyas'ta okyanus mertebesine ulaştığı ifade edilmiştir. Bu okyanusal basenin, Mesozoyik süresince pasifif kenarlara sahip olduğu, Geç Kretase'de, basenin kuzey kenarının duraylılığının kaybolduğu, asıl kapanımın ise Erken Tersiyer'e değin gerçekleşmediği belirtilmiştir. Mesozoyik süresince Isparta açısının bulunduğu yerde bir okyanus girintisinin, Toros platformunu doğuda, Orta Toros, batıda ise Beydağları şeklinde ayırdığı ortaya konmuştur. Hoyran-Beyşehir-Hadm napları ve Likya naplarının Güney Toros platformu kuzeyinde yeralan bir okyanusun, allokton birimleri olduğu, ayrıca Neotetis güney kolunun halen aktif olan, günümüzdeki konumunu ve bu okyanusun Triyas'taki açılımına dair modelleri tartışılmıştır.

Parlak (2000); Pozantı – Karsantı ofiyolitleri içersindeki mafik dayk ların jeokimyasal incelemesini içeren çalışmada, Pozantı–Karsantı ofiyolitinin, ofiyolitik melanj, metamorfik dilim ve ofiyolitik kayaçlardan oluşan, üç farklı bindirme diliminden ibaret olduğunu belirtmiştir. Ofiyolitik melanj dışındaki diğer birimlerin, izole mikro gabro-diyabaz daykları tarafından kesildiğini, kümülat kayaçları kesen dayklarının subalkalen karakterde olduğu ve ada yayı toleyitik bazalt ve bazaltik andezitlere benzerlik gösterdiğini ortaya koymuştur. İz element içeriklerine göre dayklarının okyanus içi dalma batma zonu üzerinde oluştuğunu ve sonuç olarak kümülatları kesen bu izole diyabaz dayklarının ofiyolitik kayaçlarla aynı jeodinamik ortamda, Geç Kretase döneminde, Neotetis okyanusunda, Torid–Anatolid platformu kuzeyinde oluştuğunu ortaya koymuştur.

Eren (2001); Konya kuzeyindeki dar bir alanda gerçekleştirdiği çalışmada, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı düşük derece metamorfik kayaları, iki farklı tektonik birlik olarak ele alarak, Sızma ve Ardıçlı gurubu olarak adlandırmıştır. Her iki guruba ait stratigrafik dağılım ve deformasyon özelliklerini ortaya koyduğu çalışmasında, bölgede İç Toros Okyanusunun kapanımıyla ilişkili 4 farklı deformasyon fazının varlığını tespit etmiştir. İlk faz (D_1) dalma-batma zonunun 20-25 km derinliklerinde, Geç Kretase-Orta Paleosen döneminde yüksek basınç ve düşük sıcaklık metamorfizması karakterinde olup, Ertuğrul senklini ve sıkışık izoklinal kıvrımlarla birlikte S1 foliasyonunu türettiğini belirlemiştir. İkinci fazın, D_1 fazının dönmeli deformasyonu neticesi gerçekleştiğini ve sıkışık ikincil kıvrımlarla birlikte kıvrımlanmış kıvrımlar ile eksen düzlemi S_2 klivajını doğurduğunu ifade etmiştir. D_3 fazı, ilk yapıları deforme ederek meydan synformunu oluşturmuş ve yeniden kıvrımlanmış kıvrımlara yol açmıştır. Bu fazda aynı zamanda S_3 sürüklenme klivajları ile monoklinal ve zigzag kıvrımları türetmiştir. Son faz olan D_4 fazında ise bölgede S_4 sürüklenim klivajlarının geliştiğini ve zig-zag kıvrımların farklı bir türevinin oluştuğunu ortaya koymuştur. Sonuç olarak mikroskobik incelemelerde D_3 ve D_4 fazlarının, bölgede metamorfik evreyi takip eden bir dönemde geliştiğini ortaya koymuştur.

Özgül ve Kozlu (2002); Doğu Torosların batı kesiminde, Kozan-Feke-Mansurlu bölgelerini kapsayan geniş bir alanda gerçekleştirdikleri çalışmada, daha önceden Orta

Toroslarda tanımlanmış, Geyikdağı, Bozkır ve Aladağ birliği dışında, ilk kez Görbiyes dağı isminde bir birlik tanımlamışlardır. Ayrıca Kambriyen-Erken Tersiyer aralığında birimler kapsayan Geyikdağı birliğinin, kendi içinde dilimlenmiş (Feke ve Mansurlu dilimi) yapısının olduğunu belirtmişlerdir. İlk kez bu çalışmada ortaya konan Görbiyes dağı birliğinin ise Jura-Geç Kretase aralığını temsil eden karbonatlı ve üstte çökel ilişkili olarak, olistostromal Senoniyen yaşlı kırıntılı birimlerden oluştuğunu belirtmişlerdir. Ayrıca yazarlar yine bu çalışmalarında Alt Silüriyen dönemini karakterize eden kırıntılı çökellerin, buzul ortamında oluşmuş olabileceğini ortaya koymuşlardır.

Gürer ve Aldanmaz (2002); Geç Kretase-Tersiyer zaman aralığında Toros-Anadolu platformu içinde gelişen havzaları inceledikleri çalışmada, bu havzaların aynı kökenli olduklarını ve çarpışma sonrası bir dönemde, Neotetis kuzey kolunun, kuzey yönündeki dalımı ve güneye Toros-Anadolu platformu üzerine devrilen okyanus kalıntısı bir temel üzerinde, piggy-back havzalar şeklinde geliştiklerini öne sürmüşlerdir. Torid-Anatolid platformunun, aynı kökenli istifin farklı metamorfik koşullarını yansıtan birimler olduğunu, önceki çalışmalarda Torid-Anatolid platformu arasında yeraldığı ve kuzeye yitimle kapandığı düşünülen İç Toros Okyanusunun varlığına dair yeterli kanıtın bulunmadığını ifade etmişlerdir.

Gürsoy ve diğ. (2002); Ecemiş fay zonu ile Isparta açısı arasında kalan Torid kuşağı üzerindeki Erken Miyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçların paleomanyetik özelliklerinden yararlanarak, bölgenin kabuksal deformasyonunu ortaya koymaya yönelik yaptıkları çalışmada, Anadolu Bloğunun hem kendi içerisinde değişik kesimlerinde gözlenen blok rotasyonların tür ve miktarının hem de Kıbrıs'ta gözlenen rotasyonlardan zamansal ve konumsal olarak farklılıklar gösterdiğini ortaya koymuşlardır.

Ozer ve diğ. (2003); Menderes-Torid bloğu ile Kırşehir masifi arasında İç Toros okyanusunun varlığına işaret etmiş ve Menderes-Torid Bloğu kuzey kenarının Jura'dan Senomaniyen dönemine değin pasif kenar, tektonik duraylılığını koruduğunu belirtmişlerdir. Geç Kretase'de İç Toros Okyanusunun, kuzey yönünde, okyanus içi dalımla birlikte güney yönünde Menderes-Torid Bloğu üzerine yerleştiği ve flexural

foreland basenlerin oluştuğunu belirtmişlerdir. Havzanın, platformdan, büyük miktarlarda neritik karbonatı yeniden çökelttiği, bunun yanı sıra ikincil olarak da Menderes-Torid bloğundan taşınan karasal kırıntıların yanı sıra, ofiyolitik molozların yeraldığı terrijen kırıntılı çökelimin varlığına dikkat çekmişlerdir.

Monod ve diğ. (2003); Türkiye güneyi ve güney doğusundaki Ordovisiyen-Silüriyen kayaçlarını konu alan incelemelerinde, Üst Ordovisiyen Silüryen dönemine ait çökelimin, buzul ortamını yansıtan düzeyleri bulunduğunu belirmişler, bu ayrımı yapabilmek içinde, Seydişehir formasyonu üzerinde Üst Ordovisiyen yaşlı, Şort Tepe formasyonu ve onunda üzerinde Üst Ordovisiyen-Silüriyen yaşlı buzul çökeliminin yeraldığı düzeyi, Değirmentaş köyü doğu-güney doğusundaki kesitte en iyi gözlendiği için Halevikdere formasyonu olarak isimlendirmişlerdir.

Robertson ve diğ. (2003); KD uzanımlı Misis-Andırın yükselimi boyunca, üç orojenik segmente (Misis, Andırın, Engizek) ayırdıkları bölgede gerçekleştirdikleri incelemede, Neotetis güney kolunun tektonik evrimini ortaya koymuşlardır. Geç Permiyen-Triyas döneminde bir riftleşmenin gerçekleştiği ve bu dönemde bölgenin Bahama-tipi karbonat platformu pasif kenar niteliği taşıdığını; Geç Kretase'de, okyanus içi bir dalımla birlikte, yığışım ve ofiyolitlerin güneydeki Arap plakası üzerine devrildiğini belirtmişlerdir. Bölgede Paleosen-Erken Eosen döneminde, pasif kenarların yeniden şekillendiği ve her iki kenarda sığ denizel çökelimin geliştiğini; Erken Miyosen döneminde melanj dalımı ve yığışımı sonlanmakla birlikte, Kıbrıs güneyinde yeni bir dalımın başladığını ortaya koymuşlardır. Orta-Geç Miyosen dönemi, kıta-kıta çarpışması ve suturun oldukça daralıp, türbiditik gelişimin gözlendiğini, Pliyo-Kuvaterner döneminde, sol yönlü yanal bileşenin hakim olduğu kaçış (escape) tektoniğinin geliştiğini ve bunun günümüze değin, bu sütur boyunca ayrı ayrı sol yönlü fayların denetiminde devam ettiğini ortaya koymuşlardır.

3 MALZEME VE YÖNTEM

3.1 MALZEME

İnceleme alanı, Alp-Himalaya orojenik kuşağı içerisinde yeralan Toros dağlarının, Ecemiş fayı ile sınırlandırılan Doğu Toroslar'daki, oldukça geniş bir sahayı kapsamaktadır. Türkiye ve yakın civarının en yaşlı kayalarını barındıran inceleme sahası, Saimbeyli ilçesi başta olmak üzere Mansurlu'ya değin 1/25000 ölçekli üç paftayı içine almaktadır. Oldukça sarp ve dağlık olan bölgenin jeolojik problemlerinin karmaşıklığı, henüz yeterli ve ayrıntılı çalışmaların yapılamamış olması, yerbilimcilerin ilgisinin bu bölgeye yoğunlaşmasına neden olmaktadır.

Çalışma sahasındaki, iklim ve ulaşım imkansızlıklarının yanı sıra, topoğrafik koşullar, çalışmalara güçlük oluşturmaktadır. Özellikle bölgenin ormanla kaplı olması nedeniyle mostraların örtülü olması ve tektonizmanın etkinliği, bölgedeki jeolojik saha incelemelerini zorlaştırmaktadır.

3.2 YÖNTEM

1998-2004 yılları arasında yapılarak tamamlanan bu tez, saha, laboratuar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.2.1 Saha çalışmaları

Saha çalışmaları 2000, 2001, 2002 yıllarında, Temmuz ve Ekim ayları arasında gerçekleştirilmiş olup, Saimbeyli ve Feke ilçeleri (Adana) içerisinde yeralan çalışma sahası başta olmak üzere, Jeolojik yapı ve tektonik problemlerin çözümüne katkıda bulunulacağı düşünülen, doğuda, Göksu (Kahramanmaraş), batıda ise Develi ve Yahyalı (Kayseri) ilçe sınırları içerisinde yeralan oldukça geniş bir alanda

yürütülmüştür. Prof. Dr. Simav BARGU, Yrd. Doç. Dr. Hayrettin KORAL ve Yrd. Doç. Dr. Sait METİN'in öneri ve eleştirilerinden de faydalanılan, saha çalışmalarında, öncelikle bölgenin 1/25000 ölçekli jeoloji haritalarının hazırlanması ve stratigrafisinin ortaya konmasına yönelik olarak, uygun hatlar boyunca ölçülmüş kesitler alınmış, litostratigrafik tanımlamaların yanı sıra, ayrıntılı incelemeler için, paleontolojik ve petrografik çalışmalarda kullanılmak üzere, sistemli örnekler toplanmıştır. Kamriyen'den Kuvaterner'e değin tüm sistemlere ait çökelimin yeraldığı bölgede, çökelme ortamı özellikleri, havza dağılımı ve modellemesi ile bunların yapısal kontrolünü ortaya koymaya yönelik sedimentolojik bulgular ve özellikle düzlemsel ve çizgisel yapıların ölçümü, fotoğraflanması, çizimi gerçekleştirilmiş ve haritaya işlemiştir. Bölgenin etkin tektonizmasının ortaya konmasına yönelik makro gözlem ve ölçümlerin yanı sıra, kayaçlardaki deformasyonun mikro düzeydeki etkilerinin tespiti amacıyla yönlü numuneler derlenmiştir.

3.2.2 Laboratuvar Çalışmaları

Araziden derlenen sistemli ve yönlü örneklerden ince kesitler hazırlanarak paleontolojik, petrografik ve mikrotektonik incelemeler, polarizan mikroskop kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Örneklerin Paleontolojik incelemeleri Prof. Dr. Cazibe Sayar, Prof. Dr. İzver Özkar ÖNGEN ve Yrd. Doç Dr. Tülay Özkan KÖKSOY tarafından, İz fosil incelemeleri Dr. Huriye DEMİRCAN tarafından gerçekleştirilmiştir. Petrografik incelemelerde Dr. Davut LAÇİN ve Yrd. Doç Dr. Hasan EMRE'den yardım alınmıştır. Bölge stratigrafik diziliminin en alt düzeyini oluşturan Emirgazi formasyonu içerisinde tespit edilen volkanik ara düzeylerden XRD ölçümleri gerçekleştirilmiştir.

3.2.3 Büro Çalışmaları

Saha çalışmaları ve laboratuar çalışmalarından elde edilen bulguların değerlendirildiği bu aşamada, bölgenin, başta 1/25000 ölçekli olmak üzere, farklı amaçlarla değişik ölçeklerde jeolojik haritaları ve jeolojik enine kesitleri hazırlanmıştır. Saha çalışmalarında bölge stratigrafisinin ortaya konulmasına yönelik, seçilen uygun hatlar boyunca alınan ölçülü kesitlerden, her formasyona ait ayrıntılı dikme kesitler çıkarılmış olup litolojik özellikler ve fasiyes analizleri hazırlanmıştır. Arazi çalışmalarında elde edilen sedimentolojik ve yapısal ölçüler (paleoakıntı, slump

yapıları, tabaka düzlemleri, çapraz tabakalanma, kıvrım, fay, çatlak, mineral ve çakıl uzalmaları, shear yapıları vb.) ile mikroskobik incelemelerden elde edilen deformasyon yapıları, bölgenin jeolojik problemlerinin aydınlatılmasına yönelik olarak, harita ve raporda kullanılmıştır. İnceleme alanının deformasyon gelişimi ve yönlerinin tayini amacıyla sahada gerçekleştirilen makro gözlemler ve hazırlanan yönlü ince kesitlerden elde edilen bulgular ile farklı bilgisayar programları yardımıyla kontur ve gül diyagramları hazırlanmış,. bu veriler yardımıyla stres ve strain analizleri gerçekleştirilmiştir. Saha ve laboratuar çalışmalarından elde edilen sedimentolojik ve tektonik bulgular yardımıyla, tez sahasının bölgesel jeolojik özellikleri, havza gelişim modelleri, tektonik tarihçesi ile paleocoğrafyası ortaya konulmuş ve teze aktarılmıştır.

4 BULGULAR

4.1 BÖLGESEL JEOLOJİ

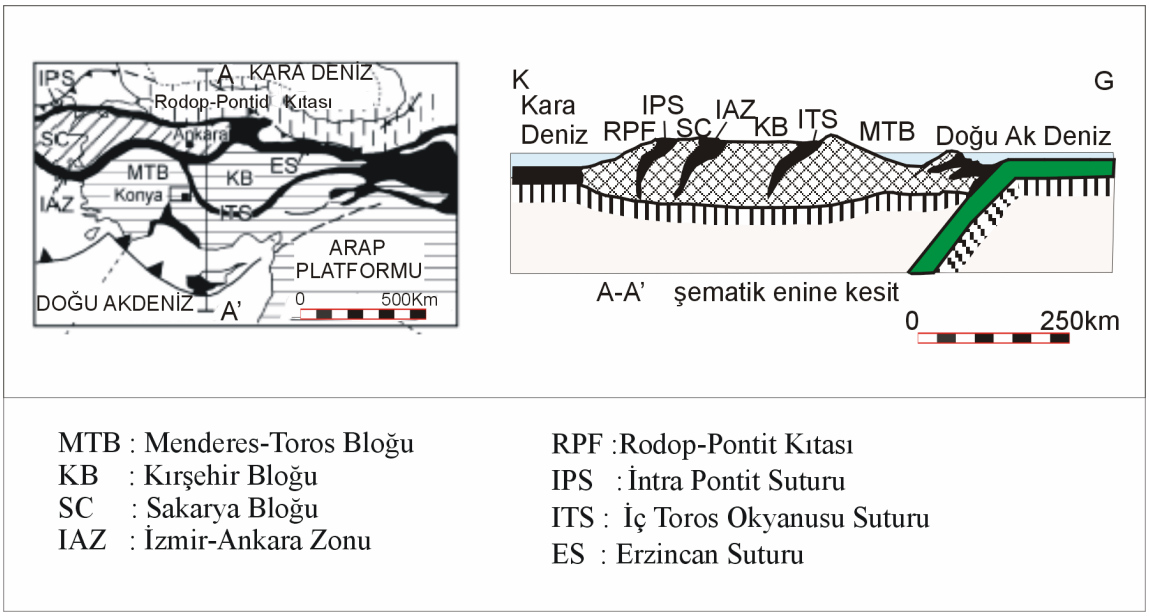
Doğu Torosların batı kesiminde yer alan inceleme sahası, Kambriyen'den Kuvaterner'e değin genellikle platform tipte kırıntılı ve karbonatlı birimleri kapsamaktadır. Birimlerin stratigrafik dizilimi ve tektonik özelliklerinin şekillenmesinde Paleozoyik'ten beri süre gelen bölgesel levha hareketlerinin etkinliği söz konusudur. İnceleme sahasındaki jeolojik problemlerin çözümünde levha kinematiği önemli rol oynamaktadır. Gondvana kıtası kuzey kenarında, farklı dönemlerdeki okyanuslaşma ve orojenez süreçlerinin izlerini taşıyan çökelim ve deformasyonların, inceleme sahasındaki yansımalarını analiz etmeden önce bu evrelere kısaca göz atmak gerekmektedir.

Türkiye, kabaca kuzeyden güneye doğru, Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Arap Otoktonu şeklinde dört ana kuşaktan oluşmaktadır. Şengör (1979, 1980), Şengör ve Yılmaz (1981), Şengör ve diğ. (1980, 1984) ve Şengör (1984) plaka tektoniği yardımıyla, Türkiye'nin ana tektonik hatlarını ortaya koyarak bir çok jeolojik problemin çözümüne ışık tutmuşlardır (Şekil 4-1). Bu çalışmalara göre Rodop-Pontid Kıtası, Sakarya Kıtası, Menderes-Toros Bloğu, Kırşehir Bloğu ve bunlar arasında kalan kenet kuşakları, Türkiye'nin başlıca paleotektonik unsurlarıdır.

Pontidler, diğer tektonik birimlerden İzmir-Ankara-Erzincan sütur zonu ile ayrılır. Şengör (1984) Pontitleri; Sakarya Kıtası ve Rodop-Pontid Bloğu şeklinde, Okay (1986) ise; Istranca Masifi, İstanbul ve Sakarya Zonları şeklinde başlıca üç grupta ele almıştır.

Muhtemelen, Kambriyen–Ordovisiyen sınırında (500my) orojenik metamorfizma geçirmiş, asit intrüzifler tarafından kesilmiş (470-420), orta yüksek dereceli bölgesel

metamorfik kayaçların oluşturduğu kristalin kütle Anadolu Mikro Kıtası olarak adlandırılmıştır. Erken Paleozoyik süresince Arabistan yarımadasının kuzey uzantısı konumunda jeolojik evrim geçiren Anadolu Mikro Kıtası, Menderes, Bolu, Bitlis, Daday ve Orta Anadolu Masifleri gibi metamorfik masiflerde, tabanda Pan-African temele ait kayaç toplulukları ile temsil edilir (Tolluoğlu ve Sümer, 1995).



Şekil 4-1: Türkiye'nin paleotektonik haritası ve belli başlı tektonik blokları (Şengör ve diğ., 1984).

Tabanda yüksek dereceli bölgesel metamorfik ve magmatik kayaç topluluklarının yüzeylendiği, Devoniyen' den Permiyen sonuna değin karbonat platformunun egemen olduğu, Toridya yükseltisi kuzeyindeki bölgesel alan, Anadolu Platformu'nu oluşturur. Güçlü Alpin metamorfizması gösteren Anatolidleri Okay (1984, 1986), Afyon-Bolkar Dağı Zonu, Tavşanlı Zonu, Menderes ve Kırşehir Masifleri şeklinde dört ana zona ayırmış ve bunları Toridlerin metamorfik karşıtları şeklinde değerlendirmiştir.

Toroslar, Paleozoik-Erken Tersiyer aralığındaki sedimenter kayaların oluşturduğu nap sistemlerinden meydana gelmektedir. Şengör (1984), Anatolid ve Torid'leri (Ketin, 1966a), Anatolid-Torid Platformu şeklinde ele almış, İç Toros okyanusu ile birbirinden ayrılan, Menderes-Toros Bloğu ve Kırşehir Bloğu şeklinde iki ana zona bölmüştür.

Kenar Kıvrımlar, Arap Platformunun pasif kıtasal kenarına doğru, kuzeye bakan kıvrımlı bölgeyi oluşturmaktadır.

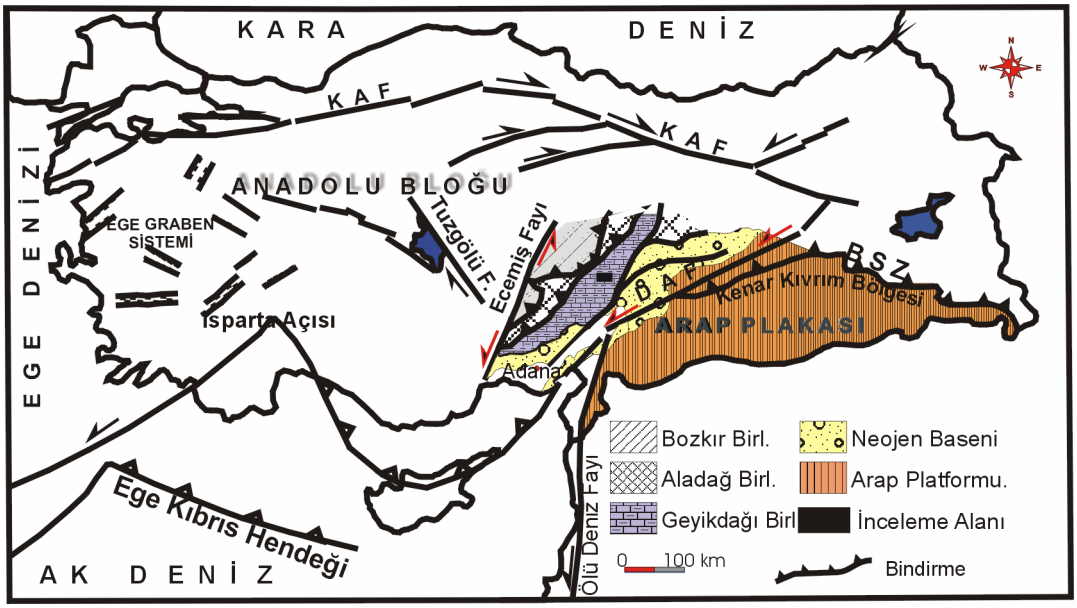
Mesozoyik döneminde Rodop-Pontid Bloğu, Sakarya Kıtası, Menderes-Toros Bloğu ve Kırşehir Bloğu, Neotetis okyanusu'nun dar kolları ile birbirlerinden ayrılmışlardır. Bu okyanus kollarının Erken Tersiyer' deki kapanımı, Türkiye'deki Alpin Orojenezini meydana getiren sütur zonlarının oluşmasına neden olmuştur (Eren, 2001).

Mesozoyik Neotetis okyanusları'nın kapanmaları, Torid-Anatolid Platformunda yeni gerilmeli alanların oluşmasına yol açmış ve Geç Kretase-Tersiyer' de belli başlı sedimenter basenler oluşmuştur. Farklı tektonik ve havza modelleri ile açıklanan bu havzalar, Toros karbonat ekseninin kuzeyinde; Çankırı, Haymana, Tuz Gölü, Sivas, Maden ve güneyinde, Geç Oligosen-Miyosen aralığında gelişen başlıca; Antalya, Çukurova ve Maraş (Önalan, 1986a) gibi basenlerdir. İnceleme alanı güneyinde yeralan Çukurova Baseni, Ecemiş Fayı'nın batısında Silifke-Mut, doğusunda ise Misis Karmaşığı paleo sırtı ile Adana ve İskenderun alt basenlerine ayrılmaktadır (Yılmaz, 1997). Bu alt basenlerin KD Akdeniz'deki güncel uzantıları, doğuda İskenderun-Lazkiye, batıda ise Adana- Silisya basencikleridir (Gökçen ve diğ., 1988). Bu basenler güneydeki dalım zonu tarafından sınırlandırılmasına rağmen, halen devam eden Afrika-Asya yakınlaşmasının doğurduğu, güney yönündeki kabuksal yükleme etkilerini yansıtırlar (Robertson, 2000).

Türkiye'nin günümüzdeki genel tektonik yapısı içerisinde Pontid ve Anatolid-Torid kuşaklarının şekillenmesi, Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Avrasya ve Arap–Afrika plakaları arasında kalan Anadolu Bloğu'nun, Geç Miyosen kıta-kıta çarpışması sonucunda "Neotektonik Dönem" olarak adlandırılan (Şengör, 1980) yeni tektonik rejimde devam etmiştir. Türkiye de yoğun volkanik faaliyetin başladığı kabul (Şengör ve Yılmaz, 1981, Yılmaz ve diğ., 1987) edilen bu dönem sonunda, Doğu Akdeniz altındaki Ege/Kıbrıs Hendeği ve bunun daha doğuda kıta üzerindeki uzantısı Bitlis Kenet Kuşağı, sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu ve sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu, günümüzde ana tektonik çatısını oluşturan başlıca unsurlardır. Bunların yanı sıra, yine aynı sistemin ürünü olan Ege graben sistemi, Burdur-Fethiye Fay Zonu, Malatya Ovacık Fayı, Ölü Deniz Fay Zonu ve

inceleme alanını batıdan sınırlayan Ecemiş Fay Zonu, tektonik ve morfolojik kontrolün ikincil yapılarıdır.

Alp-Himalaya Orojenik Kuşağı'nda yer alan Torid-Anatolid sistemi içerisinde, kabuksal gerilmelerin halen devam ettiğine dair çeşitli modeller ortaya atılmış olup (McKenzie, 1972; Rodstain, 1984), sismik çalışmalar ve GPS ölçümleri ile (Oral, 1994; Barka ve diğ., 1997) deformasyon miktarları belirlenmektedir (Gürsoy ve diğ., 2002). Bu bağlamda, inceleme alanının da yeraldığı bölgede, yeni tektonik dönemde yakınsama ve çarpışmanın neden olduğu sıkışma ile kabuk kalınlaşmasının doğurduğu KKD gidişli plastik deformasyon yapıları hakimdir. Bölgedeki progresif deformasyonun devamında, Torid Kuşağı'nı keserek Anadolu Bloğu'nun iç kesimlerine kadar uzanan Lutesiyen öncesi yaşlı (Yetiş, 1983) sol yönlü doğrultu atımlı Ecemiş Fay Zonu (Koçyiğit ve Beyhan, 1997; Orta Anadolu Fay Zonu) ve transform nitelikli, yine sol yönlü doğrultu atımlı Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı, Doğu Anadolu Fay Zonu (Hempton 1982) gelişmiştir (Şekil 4-2). Çalışma sahasının batı ve doğusunda yeralan bu fay zonları, bölgede makaslama gerilimine yol açmakta ve genellikle kırılgan yapıları oluşturmaktadır.



Şekil 4-2: Türkiye'nin yeni tektonik döneme ait ana tektonik hatları.

Yukarıda kısaca jeolojik ana hatları özetlenmeye çalışılan bu kompleks ve ardışık sistemin, temeli İnfra Kambiyen' e değin inen bir havzadaki etkilerini görebilmek için, palinspatik açılımın yapılması zorunludur. Bu denli geniş zaman aralığını yansıtan inceleme ve yakın civarındaki çökel gelişim süreçleri ve deformasyon mekanizmasının dayandığı bölgesel jeolojik olayların açılımı, henüz tek bir modelle açıklanamamaktadır. Buna karşın son dönemlerde yapılan çalışmalar ışığında ana orojenik dönemler, kavramlar ve paleocoğrafik evrimin verilmesinde fayda vardır.

Türkiye'nin jeolojik evriminde, Gondvana karası (Süper Kıta) kuzeyinde Geç Protorezoyik (800-625 my.) teki ada yayı oluşumu, başlangıç evresi olarak kabul edilmektedir (Tolluoğlu ve Sümer, 1995).

4.1.1 Geç Proterozoyik

Prekambriyen sonunda Kuzey Amerika-İskandinavya, Güney Amerika ve Avusturalya-Hindistan-Antartika birlikteliğinden oluşan tek bir kıtasal alanın varlığı kabul edilmektedir (Morel ve Irving, 1978; Bozhko, 1986; Condie, 1989). Geç Proterozoyik' te Süper Kıtanın birleşmesi ve parçalanması farklı orojenik kuşakları geliştirmiştir (Murphy ve Nance, 1991). İç Orojenik Kuşak, Süper Kıta içindeki birleşmenin bir sonucudur. Süper Kıtanın dış kenar zonunda ise Avaloniyen-Kadomiyen kıvrım serileri ve Arap Kalkanı oluşumunun yer aldığı, Dış Orojenik Kuşak bulunmaktadır. Orojenik aktivite dış zonda, okyanus içi dalma batma ile meydana gelmiştir. Bu aktivite Gondvana karası kuzey kenarında ada yayı oluşumu (Anadolu Mikro Kıtası'nın gelişimi) ve kenar deniz süreçlerini başlatmıştır (Tolluoğlu ve Sümer, 1995).

Geç Protorezoyik-Erken Paleozoyik' te Süper Kıtanın (Rodenia?) parçalanması ile birlikte Laurentia, Baltık, Sibirya gibi kara kütleleri arasında gelişen riftleşme sonucu, yeni okyanussal alanlar doğmuştur. Iapetus, Prototetis, Rheic ve Paleotetis okyanusu bunların başlıcalarıdır. Iapetus okyanusunun 570 milyon yıl önce Gondvana karası ile Kuzey Amerika kıtasal alanı arasında (Şekil 4-3) geliştiği kabul edilmektedir (Condie, 1989; Barnes ve Sevon, 2002).

Prototetis, Afrika kuzeyi boyunca, Gondvana'yı sınırlayan ve Erken Paleozoyik' te Sibirya ve Baltık kıtalarının Gondvana'dan uzaklaşması ile açıldığı düşünülen bir okyanustur (Şekil 4-3). Fas, İran, Arabistan, Hindistan ve Çin boyunca gelişen bu okyanusta, Sina yarımadası sedimenter döngüsü, belirleyici unsur olarak kullanılmaktadır. Bu alanların çoğu Pan-Afrikan deformasyonundan etkilenmiş, daha sonra da Kambriyen' de yeni bir çökelim evresi başlamıştır.

Rheic Okyanusu, Baltık ve Pan-Alpin yayı arasında bir back-ark olarak açılmıştır. Bu açılım, Avalonia'nın batı Afrika kıyılarından uzaklaşması (Şekil 4-3) ile gerçekleşmiştir (Stampfli ve Borel, 2002).

4.1.1.1 İnfrakambriyen

Süper Kıtanın aktif parçalanma ve dağılma sürecinin (Bond ve diğ., 1984) gerçekleştiği bu evrede, üç büyük kıtanın kenarında, Lavrasya' nın güneydoğusu (Kuzey Amerika), Baltık Kalkanı'nın kuzey batısı (Kuzey Avrupa) ve Gondvana kıtasının kuzeyi (Arabistan), riftleşmenin tipik örneklerini sergilemektedir (Zeigler ve diğ., 1979).

Göncüoğlu ve Kozlu (2000) Gondvana Kıtası'nın Türkiye uzantısındaki Alt Paleozoyik yaşlı kayaların, çökelme özellikleri ve dağılımına göre iki zon ayırtlamışlardır. Karpat-Balkan-İstanbul-Zonguldak "Kuzey Zonu", Toroslar-Güney Doğu Anadolu-Arap ve Orta İran bölgesi "Güney Zonu" oluşturmaktadır.

Güney Zon' da yer alan Menderes Masifi ve Bitlis Masifi metamorfik kayaçlarının, güçlü Alpin deformasyonlarının etkisi ile Pre-Kambriyen yapılarını büyük oranda üstelediği bilinmektedir. Buna karşın Menderes Masifi'nde yapılan radyometrik incelemelerde (Dora ve diğ., 1991) Pan-Afrikan Orojenezi'ne (Kroner,1979; McKerrow ve diğ., 1992) ait yüksek derece metamorfizma bulguları saptanmıştır. Satır ve Friedrichsen (1986) Menderes Masifindeki gözlü gnayslarda yaptıkları duraylı izotop çalışmalarında bunların ilksel kayaçlarının (protolit) 680 milyon yıl yaşlı olduğu ve muhtemelen sedimenter kökenli olduğunu belirtmişlerdir.

Bitlis Masifi'nde Erken, Paleozoyik yaşlı düşük derece metamorfik serilerin uyumsuz bir şekilde üzerlediği, para-gnays, migmatit, amfibolit, mikaşist ve orto gnayslardan oluşan (Göncüoğlu ve Turhan, 1984) bir metamorfik temel yer almakta, Arap Otoktonu'ndaki temele ait metamorfik olmayan kırıntılı kayaçlar, Bitlis Masifi metamorfik temelinin karşılığı olarak düşünülmektedir (Göncüoğlu ve Kozlu, 2000)..

Menderes ve Bitlis Masifleri'nde, gnays, şist ve amfibolit türü kayaçlarla birlikte yüzeylenen metavolkanitlerin, jeokimyasal özelliklerinin, yüksek SiO_2 içeriğine sahip ortaç-asidik bileşimli kayaçlar olduğu ve ada yayı volkanizması karakteri sunduğu belirtilmektedir (Helvacı, 1983; Kun ve diğ., 1988; Tolluoğlu ve Sümer, 1995).

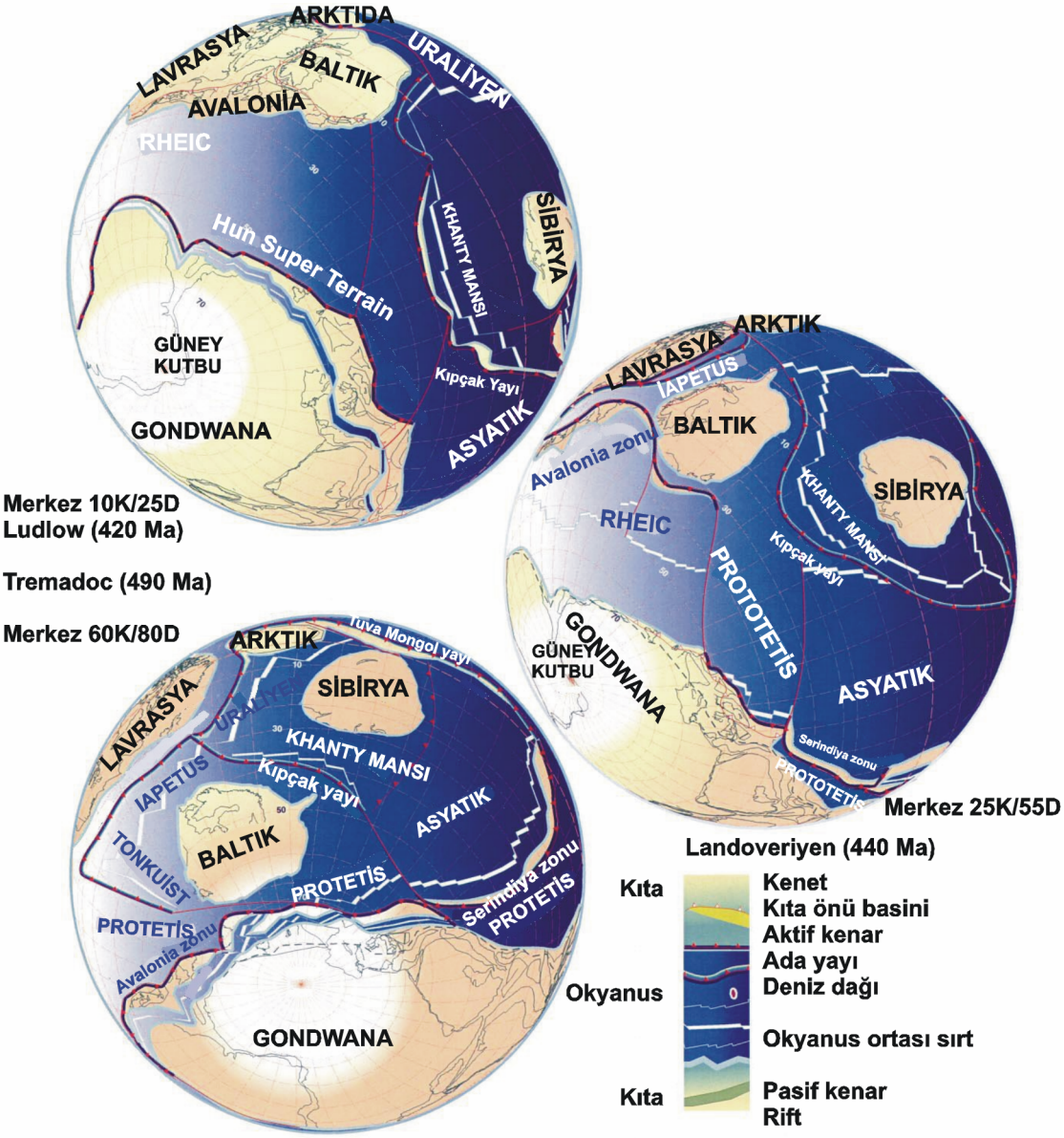
Bu dönemde dalmakta olan Protetis'in, Gondvana kuzey kenarında, riftleşme ile birlikte yayardı basen gelişimi gözlenmektedir. Türkiye'nin güneydoğusunda Derik civarında, yastık lav, volkano-klastik, şeyl ve kumtaşı ardalanmasından oluşan İnfra-Kambriyen birimleri yer almaktadır. Telbesmi formasyonu olarak adlandırılan (Ketin, 1966b) bu birimler, Kambriyen yaşlı Derik gurubu kayaları tarafından, uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Perinçek ve diğ.,1991).

4.1.2 Paleozoyik

4.1.2.1 Kambriyen

Infrakambriyen sonunda Mısır, İran ve Türkiye'nin güneyi, Gondvana kıtası kuzey ve kuzeydoğusunda, başlıca klastik çökellerin egemen olduğu, duraylı bir kıta platfomunu temsil etmektedir. Magmatizma ve kıvrımlanmanın gözlenmediği kıta kenarında, Erken Kambriyen başında kırıntılı fasiyes çökellerinin egemen olduğu bilinmektedir (Dean ve diğ., 1986, Husseini, 1989, 1990, Dean ve diğ, 1991).

Orta Kambriyen'den Ordovisiyene kadar, Gondvana, duraylı şelfin bir bölümünü oluşturmakta ve Türkiye'nin güney bölümü şelf ortamını karakterize eden yaygın kireçtaşı çökellerinden oluşmaktadır (Husseini, 1989). Türkiye güneyinde doğu-batı yönünde uzanan Torid' lerde, Erken Paleozoyik serileri içinde fosille yaş verilen en eski birim, Erken-Orta Kambriyene ait trilobit fosilli karbonatlı fasiyestir (Atan, 1969). Orta Toroslar' da Çaltepe formasyonu ve Doğu Toroslar'da ise Değirmentaş



Şekil 4-3: Ordovisiyen-Silüriyen dönemi başında okyanus ve kıta parçalarının konumu ve tektonik ilişkileri (Stampfli ve Borel, 2002).

formasyonu olarak bilinmektedir (Dean ve Monod, 1970; Dean ve diğ., 1986; Dean ve diğ., 1991; Kozlu ve Göncüoğlu, 1997). Orta Kambriyen başında Türkiye güneyinde global deniz seviyesi yükselmiştir (Vail ve diğ., 1977). Bu yükselmeye bağlı olarak Geç Kambriyen'de transgresif kiltaşı-şeyl çökellerinin oluştuğu gözlenmektedir. Kambriyen serileri, Amanoslar'da ve Güneydoğu Anadolu'nun Derik bölgesinde de izlenmektedir. Alt kesimleri kıtasal ile geçiş tipi kırıntılılardan oluşmakta, üzerine şelf tipi karbonatlar ve onun da üzerine denizel şeyl, kumtaşı ve karbonat ardalanımından oluşan bir düzey gelmektedir (Perinçek, 1991).

Gondvana kıtası kuzeyindeki transgresif çökelimin süregeldiği bu dönemde, Toroslar'ın kuzeyindeki alanlarda ise Prototetis okyanusunun kapanımından kaynaklanan, yay gelişimi ve buna bağlı metamorfik ve magmatik faaliyetler göze çarpmaktadır.

Bu dönemin sonlarına doğru Baltık ve Gondvana kıtaları arasında yeralan Prototetis' in kapanımı, Gondvana kenarında yay ardı havza açılımı ve Avalonia olarak adlandırılan Batı Afrikanın kuzeyindeki mikro kıtanın ayrılmasını sonuçlayan, Rheic okyanusu açılmaya başlamıştır. Bu okyanusun doğu devamı, İstanbul ve Pontidlerin de yeraldığı Hun Kordillerası kıtasal alanı ile Gondavana kuzeyinde yeralan Toroslar ve Menderes Bloğunu içeren Hun Gondvana' sı parçaları arasında gelişmiştir (Stampfli, 2000).

4.1.2.2 Ordovisiyen

Ordovisiyen' de Gondvana karasının güney kutba doğru hareketi ile buzullaşmanın etkinliğinde yeni bir dönem başlamaktadır (Zeigler ve diğ., 1979). Kuzeyde Iapetus, güneyde Prototetis, okyanus içi dalımla birlikte kapanmaya (Erken Kaledoniyen) başlamıştır (Scotese ve diğ., 1979; Cocks ve Fortey, 1988; Condie, 1989; Stampfli, 2000).

Göncüoğlu ve Kozlu (2000)' nun 'Güney Zon' olarak adlandırdığı bölgenin kuzeyinde yeralan Anadolu Bloğunda, Ordovisiyen' de Kaledoniyen Orojenezi' yle yaşıt bölgesel metamorfizma ve magmatik etkinliğin hakimiyeti söz konusudur. Menderes, Bolu, Bitlis vb. masiflerinin yer aldığı, Kambriyen-Ordovisiyen sınırında magmatik aktivite ve asit intruzifleri barındıran Anadolu Mikrokıtası, Erken Ordovisiyen' de kara halini almış ve muhtemelen Geç Silüriyen' e kadar kara halini korumuştur (Şekil 4-4). Zonun güneyindeki Toroslar'da ise bu süreç sedimentasyonun etkin olduğu bir dönemdir. Orojenezin, Gondvana kuzey kenarında yeralan Anadolu ve Toros Bloklar'ındaki deformasyon yansımalarının güneye doğru dereceli bir şekilde azaldığı gözlenmektedir. Özellikle Pontitler' de, Bitlis Masifi içinde ve Menderes Masifin'de yüksek basınç metamorfizması ve eklojit oluşumu izlenirken (Eren, 1979; Okay ve diğ., 1985; Dora ve diğ., 1994), Afyon Zonu'nda ve doğuda, Orta Anadolu masiflerine kadar uzanan bölgede, daha ziyade düşük-orta dereceli, yeşil şistten, amfibolit

fasiyesine kadar değişen metamorfizma ürünü sedimenter kökenli birimlerin varlığı dikkat çekmektedir (Tolluoğlu ve Sümer, 1995).

Türkiye güneyinde, kuzeydeki magmatik ve metamorfik olaylara nazaran çok düşük metamorfizma gösteren kayaların yeraldığı ve bunların üzerinde tüm Toroslar' da belirgin bir şekilde takip edilen, şelf karakterinde bir çökelim söz konusudur. Üst Kambriyen' de artan deniz derinliği ile birlikte karbonatların hakim olduğu çökelim, Ordovisiyen' de bölgesel yükselim nedeniyle, sığ bir deniz ortamında, daha ziyade silttaşı-şeyl ardalanımından oluşan oldukça kalın bir düzeye yerini bırakmıştır. Altta Kambriyn birimlerle, uyumlu bir geçiş sergileyen Ordovisiyen tabanı, üstte ise bölgesel yükselim nedeniyle Toroslar'ın değişik kesimlerinde uyumsuz olduğu, önceki çalışmacılarca ortaya konmuştur. Bu, platformdaki ilk ve önemli bir uyumsuzluk dönemini yansıtmaktadır. Orta Toroslar'daki Hadim alanında, Kemer'de, Üst Ordovisiyen'in, çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve şeylli birimlerinin, Alt Ordovisiyen' i uyumsuz bir şekilde üzerlediği tespit edilmiştir (Özgül, 1997; Dean ve diğ., 1999).

Yine bu dönem, canlı yaşamı açısından da önem arz etmektedir. Atmosfer ve sığ denizdeki oksijen artışı canlı türlerinin gelişimi ve dağılımında büyük değişimlerin yaşanmasına neden olmuş, brakyopodalar, trilobitler, graptolitler, mollusklar, bryozoalar ve mercanların yaygınlaştığı bir ortam sağlamıştır. Toroslar'da oldukça monoton ve kalın bir istif sunan Ordovisiyen çökeliminde, değişik bölgelerde, kesin yaş veren trilobit ve graptolitler saptanmıştır (Dean ve Monod, 1970; Özgül, 1973; Monod, 1977; Dean ve diğ., 1991).

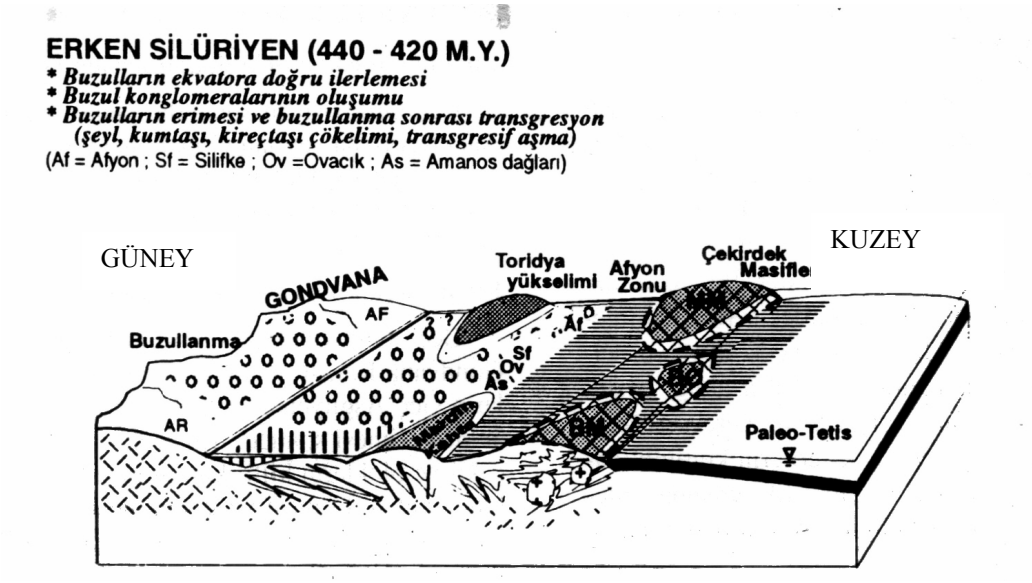
Pan-Afrikan Temel' e ait Gondvana kuzeyini sınırlayan Suriye ve İsrail alanlarında Alt Ordovisiyen kaba taneli kumtaşları ile temsil edilirken, Geç Ordovisiyen' de iki regresif dönemin varlığından bahsedilmektedir (Husseini, 1990).

Ordovisiyen dönemi sonunda güney kutbuna yaklaşan Gondvananın buzullanmaya maruz kaldığı ve bu buzul etkinliğinin deniz seviyesinde bir alçalmaya neden olduğu (100 m), denizel alanların küçüldüğü ve Üst Aşgiliyen' de en düşük seviyesine ulaştığı görülmektedir (Cocks ve Fortey, 1988; Sayar, 1994; Monod ve diğ., 2003).

4.1.2.3 Silüriyen

Geç Ordovisiyen sonu–Erken Silüriyen başında Gondvana' dan kopup gelen buzulların Aşgiliyen' deki sığ denizel ortama düşerek erimesiyle kötü boylanmalı, derecelenme göstermeyen konglomeratik yığışımlar oluşmuştur. Bu tip oluşuklara Gondvana kuzeyinde Fas, Cezayir, Libya'da da rastlanılmaktadır. Türkiye bu buzul çökeliminin daha ziyade distal bölümünü oluşturmaktadır (Özgül ve Kozlu, 2002; Monod ve diğ., 2003). Erken Silüriyen' deki buzulların erimesi deniz seviyesinde yükselmeye neden olmuş ve böylece, kırıntılı birimlerin üzerine organik malzemece zengin koyu renkli şeyler, daha sonrada kireçtaşı, şeyl ardalanımından oluşan sığ denizel birimler gelmiştir (Zeigler ve diğ., 1979).

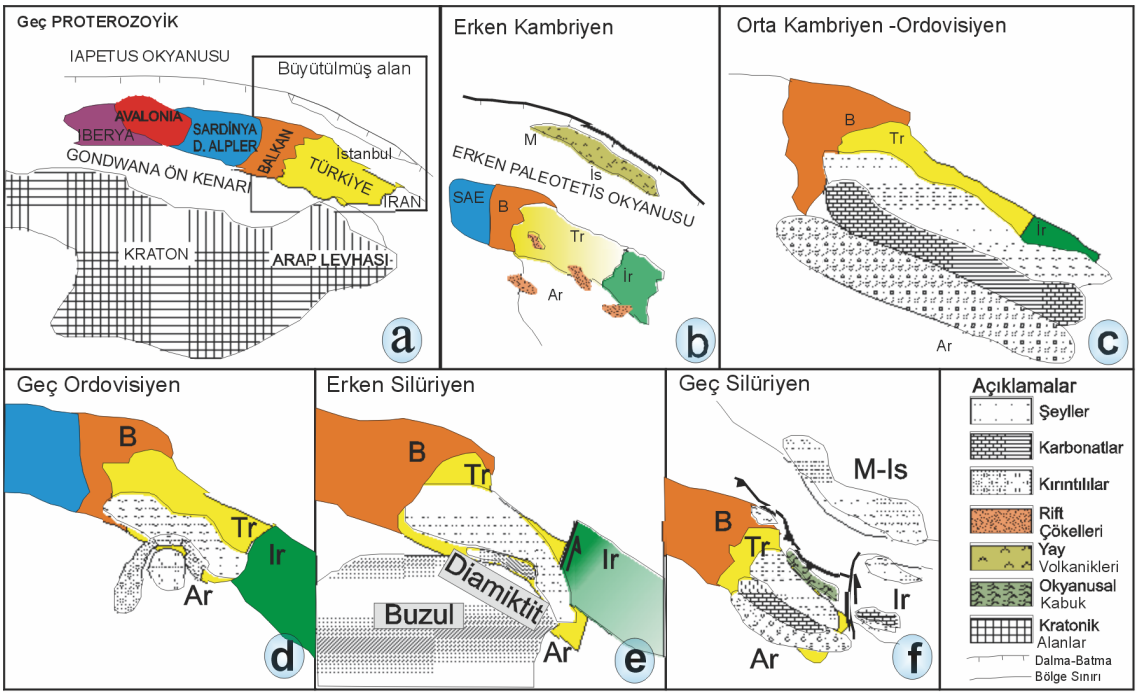
Bu dönemde, Toridya yükselimi olarak adlandırılan Torosların yükselimi ve alçak kesimler arasında sedimentasyon farklılıkları göze çarpmaktadır (Şekil 4-4). Yükselimin Sandıklı, Sultan dağları, Seydişehir, Kasımlar, Dipoyraz dağı, Hacı İlyas, Hadim gibi bölgelerde etkin olduğu ifade edilmektedir (Güvenç ve diğ., 1994). Yine aynı şekilde doğu ve güneydoğuda da özellikle Erken Silüriyen' de sedimentasyondaki kesikliklerin izlendiği, Mardin, Derik gibi bölgelerin, bu yükseltinin doğudaki uzanımı olduğunu düşündürmektedir (Perinçek ve diğ., 1991).



Şekil 4-4: Erken Silüriyen dönemine ait şematik evrim modeli (Tolluoğlu ve Sümer, 1995).

Silüriyen-Devoniyen geçişi uyumlu olup, yine sığlaşan bir ortamda, şeyl-karbonat, sonrada kuvars kumtaşlarının hakim olduğu, dalga etkisinin baskın bir şekilde izlendiği, Alt Devoniyen birimlerine geçilmektedir.

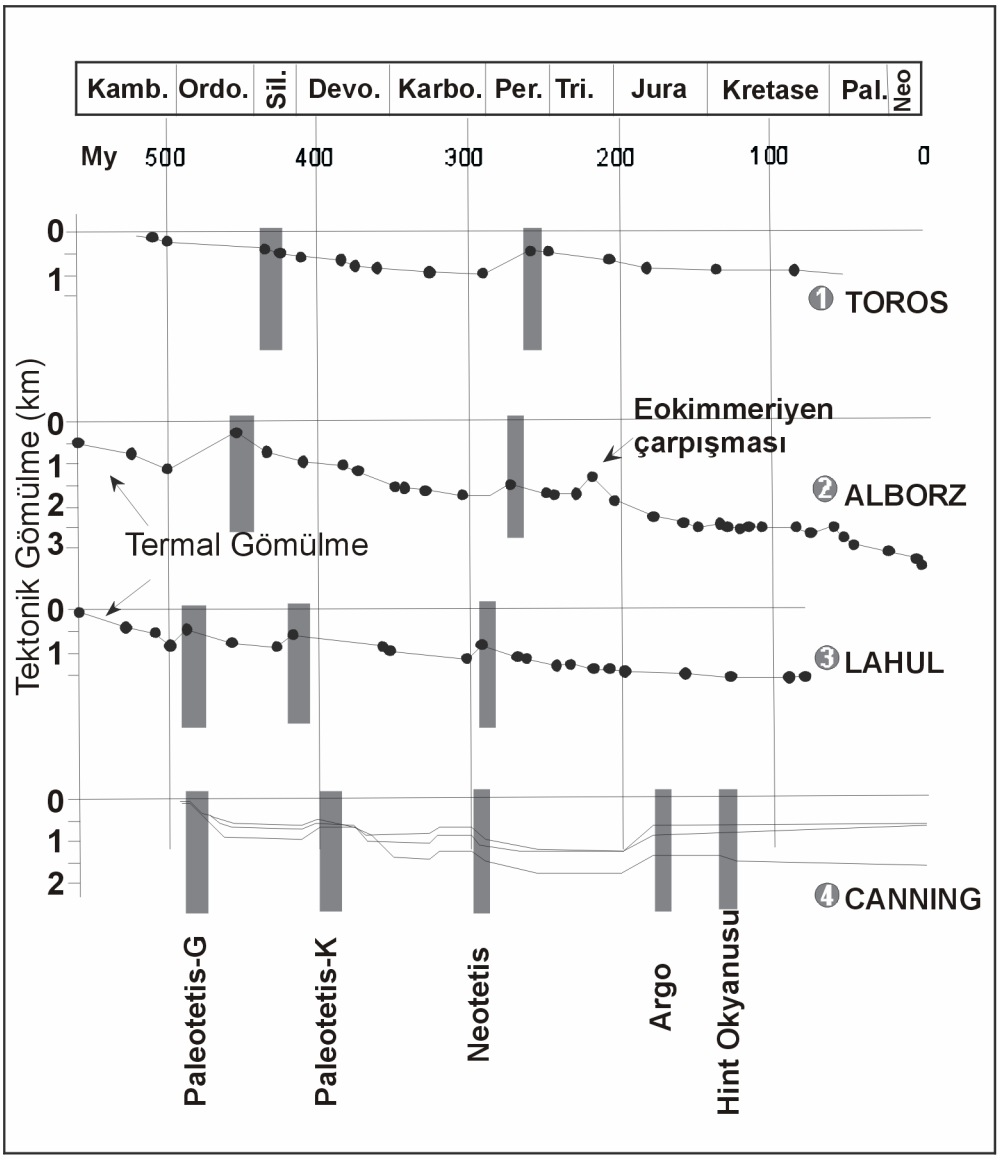
Bölgenin Erken Paleozoyik' teki, magmatik, metamorfik ve çökel gelişim süreçleri (Şekil 4-5) yukarıda kısaca özetlenmeye çalışılmıştır. Bu jeolojik oluşum ve süreçlerinin dayandığı levha kinematiği konusunda farklı görüşler ortaya sürülmektedir. Kuzey ve güneydeki kara blokları arasında yeralan okyanus için ilk defa Suess (1893) tarafından ortaya atılan "Tetis" (mitolojide deniz ilahesi), daha sonradan birçok bilim adamının çalışmalarına konu olmuştur. Tetis Okyanusu'na dair başlıca ilk jeodinamik tanımlama, Orta Doğu bölgesinde geniş bir saha çalışmasına dayalı olarak Stöcklin (1974) tarafından yapılmıştır.



Şekil 4-5: Kuzeybatı Gondwana Doğu Akdeniz kesiminin Alt Paleozoyik jeodinamik evrimi. Kısaltmalar : Ar=Arap Levhası B=Balkan Ir= İran Is=İstanbul M=Mohezya Tr=Türkiye SAE=Sardinya-Doğu Alpler (Göncüoğlu ve Kozlu, 2000).

Stampfli ve diğ., (1999), Stampfli (2000), palomanyetik veriler, GPS ölçümleri ve termal çökelim değerleri (Şekil 4-6) ile plakaların hareketini konu alan çalışmalarında, önceki çalışmaların aksine Paleotetis açılımının, Kambriyen'de değil Silüriyende gerçekleştiğini ortaya koymaktadır. Bu çalışmalarda, İstanbul ve Pontidler'in yeraldığı Kuzey Türkiye ile Toroslar ve Menderesin yeraldığı Güney Türkiye (Kimmeriyen

kıtası; Şengör, 1979, 1984) alanı arasındaki Prototetis'in kapanımıyla birlikte, yaklaşık doğu batı uzanımlı Gondvana Hun Kordillera'sı ve Gondvana Hun Parçası olarak adlandırdıkları iki uzun kara kütlesi Ordovisiyen'de birleşmekte, kuzey alanda Rheic okyanusunun genişlediği belirtilmektedir. Stampfli (2000), Erken Silüriyen'de Gondvana ve Baltık-Laurentia arasında yeralan Rheic okyanusunun güney yönündeki dalımının, Gondvana kenarında doğurduğu gerilme ile Hun Süper Alanı (Stampfli, 1996 ve Van Roumer, 1998) ve Gondvana arasında Paleotetis okyanusunun açıldığını öne sürmektedir.



Şekil 4-6: Kambriyen'den günümüze Neotetis'in kuzey ve güney kenarlarının jeolojik tarihçesi (Stampfli, 2000).

4.1.2.4 Devoniyen

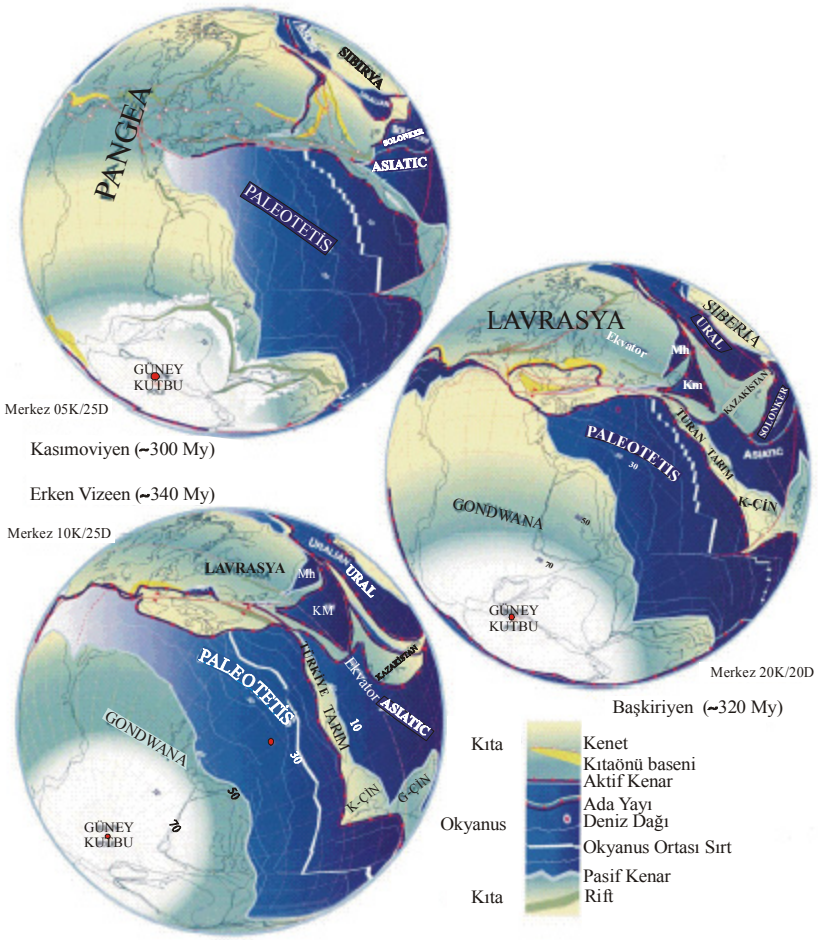
Toroslar'da, Alt Devoniyen' de, litoral-sublitoral ortam koşullarında kumtaşı ve şeyl ardalanımı , Orta Devoniyen' de, oldukça kalın, platform türünde kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı düzeylerinin hakim olduğu, yer yer kuvarsit bantlarının yeraldığı birimler gözlenmektedir. Üst Devoniyen' de bölgenin sığlaşmasıyla birlikte karadan kırıntı geliminin arttığı, kumtaşı, şeyl ve resifal karakterli kireçtaşı ardalanımından oluşan, platform çökeliminin eksiksiz bir şekilde devam ettiği gözlenmektedir. Anadolu platformunda ise Devoniyen' den Triyas' a kadar sürecek olan, karbonat çökeliminin hakim olduğu süreç başlamıştır.

Bu dönemde Erken Paleozoyik metamorfik etkilerinin bölgede tamamen yok olduğu gözlenmektedir. Erken Silüriyen buzul çökeliminin aksine, tropikal iklimin hakim olduğu sığ, sıcak ortam koşullarında şelf türünde çökelim sözkonusudur. Arap-Afrika kıtası kuzeyinde yeralan bölge bu süreçte Ekvator!a yaklaşmış bulunmaktadır.

Devoniyen dönemi, denizel faunanın, bolluk ve çeşit bakımından oldukça geliştiği bir dönemdir. Gondvana kıtasındaki sakinlik dönemine karşın, kuzeyde asimetrik büyümesini sürdüren Paleotetis' in taşıdığı Avalonia ve Hun Kıtası'nın, Lavrasya ile çarpışması gerçekleşmiştir (Barnes ve Sevon 2002). Akadiyen Orojenezi olarak adlandırılan bu evre, Türkiye kuzeyinde kuvvetlice hissedilmiş ve çökelmezlik gelişmiştir.

4.1.2.5 Karbonifer

Alt Karbonifer döneminde, kumlu, killi kireçtaşı ve şeyllerin egemen olduğu, oldukça sığ ortam koşulları hüküm sürmüştür. Bölge, Geç Karbonifer döneminde, Hersiniyen orojenezi etkisinde kalarak kara halini almıştır (Demirel ve Kozlu, 1997). Toroslarda Geyikdağı Birliği olarak adlandırılan (Özgül 1973), inceleme sahasının da dahil olduğu istifin, Üst Permiyen' e kadar kara olduğu gözlenmektedir. Vizeen sonundaki bu stratigrafik boşluk inceleme alanındaki ilk uyumsuzluk dönemini yansıtmakta ve sonrasında Üst Permiyen, tabanda kuvars arenit kılavuz düzeyiyle başlamaktadır. Bu birliğin kuzey ve güneyindeki alanlarda ise Alt Permiyen Girvenellalı kireçtaşlarıyla temsil edilmekte ve çökelimin devam ettiği gözlenmektedir.



Şekil 4-7: Karbonifer döneminde yeryuvarındaki plaka ve okyanusların durumunu gösterir plaka tektoniği modeli (Stampfli ve Borel, 2002).

Toros kuşağının değişik kesimlerinde yapılan çalışmalarda Demirel ve Tekinli, 1993; (Güvenç ve diğ., 1994) Üst Karbonifer de bazı kıta alanlarında sedimentasyonun devam ettiği ve Üst Karbonifer-Üst Permiyen arasında bir hyatüsün varlığından söz edilmesi gerekliliği ortaya konulmuştur. İnceleme alanı kuzeydoğusundaki Sarız bölgesinde ve Güneydoğu Anadolu'da, kömürlü düzeyler ve karasal kırıntılarla temsil edilen, Alt Permiyenin varlığı ortaya konmuştur (Perinçek ve diğ., 1991; Karayiğit ve diğ., 1996).

Karbonifer' de Hun Süper Kıtası'ndan türetilen alanlarda, Avalonia-Baltık kenarına yığıştırılmadan önce, pelajik sedimentasyon ve takiben fliş çökelimi gerçekleşmiştir.

Buna karşın Namuriyen-Moskoviyen'e kadar Afrika kuzeyi, Gondvana kenarında karbonat platform çökelimi, Permiyen'e kadar da, Sicilya kuzeyindeki Scanian baseninde, pelajik sedimentasyon devam etmiştir (Catalano ve diğ., 1988, 1992; Kozur, 1990).

Şekil 4-7'de görüldüğü gibi Geç Karbonifer'de, Paleotetis Okyanusu Güneydoğu Avrupa'da tamamen kapanmasına karşın, Helenitlerde (Krahl ve diğ., 1983, 1986; Krahl, 1992 ve Stampfli ve diğ., 2000) Erken Triyas, Uzak Doğu'da (İran'daki Alborz Zinciri) ise Orta Triyas' a kadar mevcuttur.

Karbonifer dönemi, Paleotetis Okyanusunun asimetrik yayılımı devamında, Gondvana kuzeybatısı ile Lavrasya' nın güneydoğusu boyunca birleşmesi sonucunda Pangea oluşumunun gerçekleştiği bir dönemdir (Şekil 4-8). Toros-Menderes Bloğu Karbonifer süresince Kuzey Kutbu'nda, Arap Kıtası önünde, Paleotetis' in güney kenarında yeralmaktadır. Hun Süper Kıtası'nda yeralan Türkiye kuzeyi, İstanbul ve Pontit alanları ise Hersiniyen Orojenezini oluşturan bu yakınsama neticesi, Lavrasya güneyinde yeralmaktadır (Stampfli, 2000).

4.1.2.6 Permiyen-Triyas

Toroslar'da Üst Permiyen, Geyikdağı Birliği'nde, Alt Karbonifer yaşlı sığ denizel kırıntılı-karbonatlı birimler üzerine, 3-4 metre kalınlıktaki boksitli transgresif bir seri ile uyumsuz olarak gelmektedir. Bu istifde üste doğru artan deniz derinliği ile birlikte algli (*Mizzia* sp.) kireçtaşlarına geçilir. Toroslar'da paraotokton serideki bu uyumsuzluk evresine karşın, Geyikdağı istifinin kuzey ve güneyinde yeralan Aladağ ve Alanya birlikleri gibi havzalarda, Karbonifer üzerinde, Girvenellalı Alt Permiyen kireçtaşları uyumlu olarak izlenmektedir. İnceleme alanının kuzeyinde bu ilişkiyi gösteren düzeyler saptanmıştır (Özgül, 1973). Permiyen'in mikritik, biyomikritik karakterli neritik kireçtaşları, altta stramatolitik kireçtaşı düzeyi ile başlayıp şeyl, killi kireçtaşı, kumtaşı, çakıllı kireçtaşı ardalanımından oluşan pembemsi morumsu renkli, gelgit düzlüğü koşullarını yansıtan, sığ denize, Alt Triyas çökelleri ile uyumlu bir şekilde üzerlenmektedir.

4.1.3 Mesozoyik

4.1.3.1 Triyas

İnceleme alanı ve yakın civarında Alt Triyas yaşlı çökellerin boksitli bir düzeyle, şelf tipi sığ denizel, Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları ile uyumsuz bir şekilde üzerlenmektedir.

İnceleme alanının kuzeyinde, Sarız civarında (Varol ve diğ., 1986), güneyinde ise Kozan-Mansurlu arasındaki bölgede Alt Triyas yaşlı birimler üzerine, Neritik karbonatlar ve şeyli düzeylerden oluşan, Orta-Üst Triyas yaşlı birimler (Keçilidağ formasyonu) uyumlu bir şekilde gelmektedir. Kozan-Mansurlu alanında, karasal ortamı karakterize eden, kanal dolgusu ve taşkın ovası karakterinde, çakıltaşı ve kumtaşlarından oluşan Liyas yaşlı birimler (Gedikli formasyonu), Orta-Üst Triyas yaşlı kayalar üzerinde uyumsuz olarak yeralmaktadır (Özgül ve Kozlu, 2002).

Stampfli (2000), Gondvana kuzeyindeki Menderes-Toros Bloğu'nun da yeraldığı Kimmerit kıtası ile Gondvana arasında, önceki çalışmalarda Geç Triyas-Jura'da açıldığı söylenen Neotetis okyanusu'nun, Permiyen' de açıldığını belirtmektedir. İran Bloğun'da yapılan mikroflora incelemeleri, Karbonifer döneminde Gondvana (Coquel ve diğ., 1977; Chateauneuf ve Stampli, 1979), Triyas döneminde ise Avrasya ile uyumluluk göstermesi (Corsin and Stampfli, 1977), Bloğun Gondvana' dan Lavrasya yönündeki hareketinin anlaşılmasında önemli bir kanıt oluşturmaktadır. Ayrıca İran'da, Orta Triyas' ta, Paleotetis Okyanusu'nun kapanması ve İran Bloğu ile Avrasya kıtalarının çarpışması sonucunda gelişen Erken Kimmeriyen Orojenezi tespit edilmiştir (Stampfli, 1978).

Paleotetisin pasif olan güney kenarında, Kimmerit kıtasının Gondvana' dan ayrılarak Neotetis Okyanusu' nun açıldığı, kuzey kenarında ise okyanusun kuzey yönünde Avalonia altına dalarak, Permiyen-Triyas süresince kapanımına devam ettiği gözlenmektedir. Paleotetis Okyanusu'nun kuzeye dalımı, Avrasya kenarında Meliata, Karakaya ve Aghdarbant yay gerisi okyanuslarının (Şekil 4-9) açılımına neden olmuştur. Üst Triyas' ta, bu okyanuslardan Karakaya ve Agdarbant kapanırken, batıdaki Meliata okyanusunun genişlemeye devam etmiştir (Stampfli, 2000).

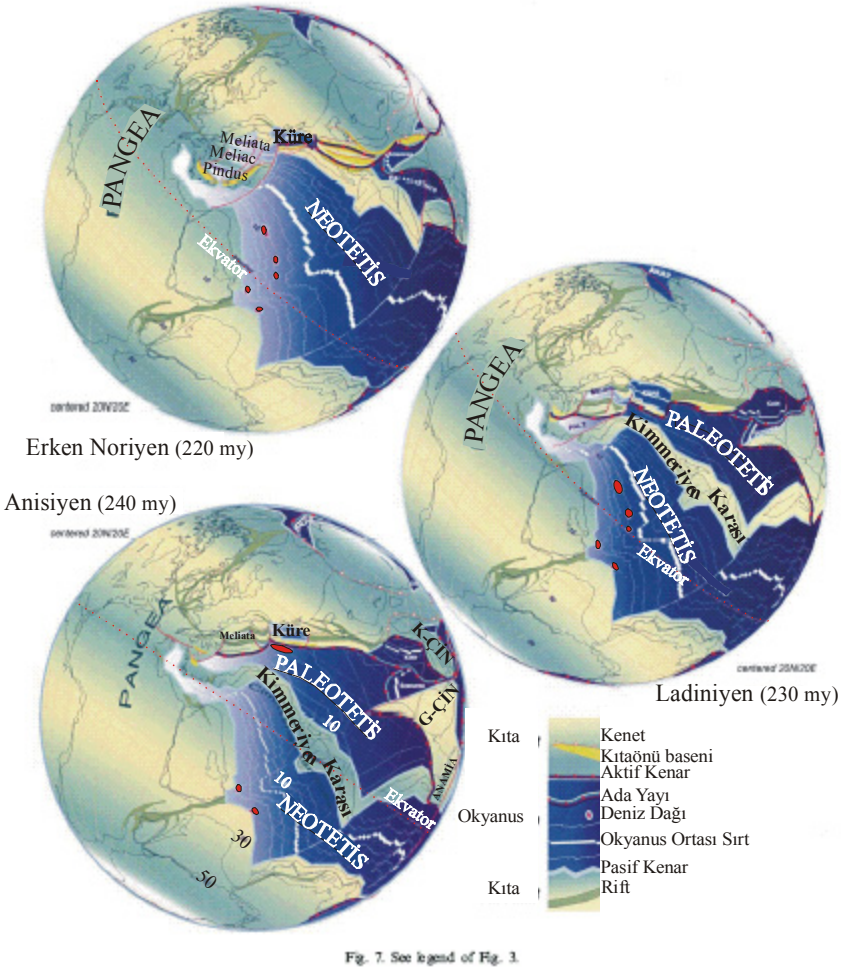


Fig. 7. See legend of Fig. 3.

Şekil 4-8: Triyas döneminde yeryuvarındaki plaka ve okyanusların durumunu gösterir plaka tektoniği modeli (Stampfli ve Borel, 2002).

Robertson (2000), Doğu Akdenizin, Geç Permiyen öncesinde Gondvananın kuzey kenarını oluşturduğunu, bölgedeki ilk riftleşmenin Hazro' da rift omuzlarının flexural yükselimi şeklinde gerçekleşip, transgresyonun başladığını ve Antalya Kompleksi içinde Erken Triyas' ta, volkanik aktivitenin, Orta-Geç Triyas'ta derin deniz radyolaryalı sedimentlerin, Karniyen-Noriyen'de ise deniz tabanı yayılmasının gerçekleştiğini belirtmektedir.

Garfunkel (1998), Akdeniz içindeki Eratostones dağlarını, Levant kenarından Triyas' ta riftleşme ile ayrılmış bir kara parçası olarak düşünmektedir.

4.1.3.2 Jura-Erken Kretase

Toroslar' da inceleme alanındaki Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatlarının, Alt Triyas yaşlı birimler üzerine uyumsuzlukla geldiği gözlenmektedir.

Geç Triyas-Jura aralığı, Türkiye'nin jeolojik evriminde önemli bir dönemi yansıtmaktadır. Kuzeyde Pontitler, ortada Anatolidler ve güneyde Toridler ile daha güneyde Arab Blokları şeklinde sıralanan blokların, bu dönemde açılan okyanuslarla birbirlerinden ayrıldıkları düşünülmektedir (Şengör ve diğ., 1984; Görür ve diğ., 1984; Finetti, 1985; Robertson ve Woodcock 1986).

Jura-Erken Kretase'de, Neotetis'in, pasif konumdaki kuzey ve güney kolları boyunca karbonat platformu gelişimi gözlenmekte ve derin deniz ürünleri kıtasal parçaların kenarlarına birikmektedir. Tüm Toroslarda izlenen bu çökelimde platformun iç şelfinde Alt Jura yaşlı karasal kırıntılar ve sığ deniz karbonatlarından oluşan Gedikli formasyonu oluşurken, aynı platformun orta ve kenar şelflerinde Dogger ve Alt Kretase çökelimi gerçekleşmiştir (Demirel ve Kozlu, 1997).

Antalya kompleksinin güneybatı ve kuzeydoğusunda, Alt Kretase yaşlı okyanus ortası rift bazaltları görülmektedir. Triyas' tan beri varolan ve Geç Kretase' ye kadar devam eden deniz tabanı yayılması, Geç Kretase'de, Neotetis Okyanusu' nun kuzey yönde dalımı ile son bulmuştur (Stampfli, 2000).

4.1.3.3 Erken-Geç Kretase

Erken–Geç Kretase döneminde güney Atlantik açılırken (Livermore ve Smith, 1984; Savostin ve diğ., 1986) Afrika ve Avrasya yakınsaması başlamıştır. Bu yakınsama Senomaniyen-Turoniyen' de Neotetis güney kolunun kuzey yönünde dalımını başlatarak, Triyas yaşlı okyanusal kabuğun, soğuk ve yoğun dilimlerinin dalarak astenosfere karışmasını ve terslenmiş dilimlerin, 150 km genişliğinde bir zon boyunca, doğu batı uzanımlı suprasubduction (okyanus içi dalım) zonunun oluşmasını sağlamıştır. Tekirova ve Hatay ofiyolitleri bu dalımın ürünleridir. Senomaniyen'den sonra, Toros Karbonat Platformu kuzeye eğilmeye ve üzeri pelajik çökellerle

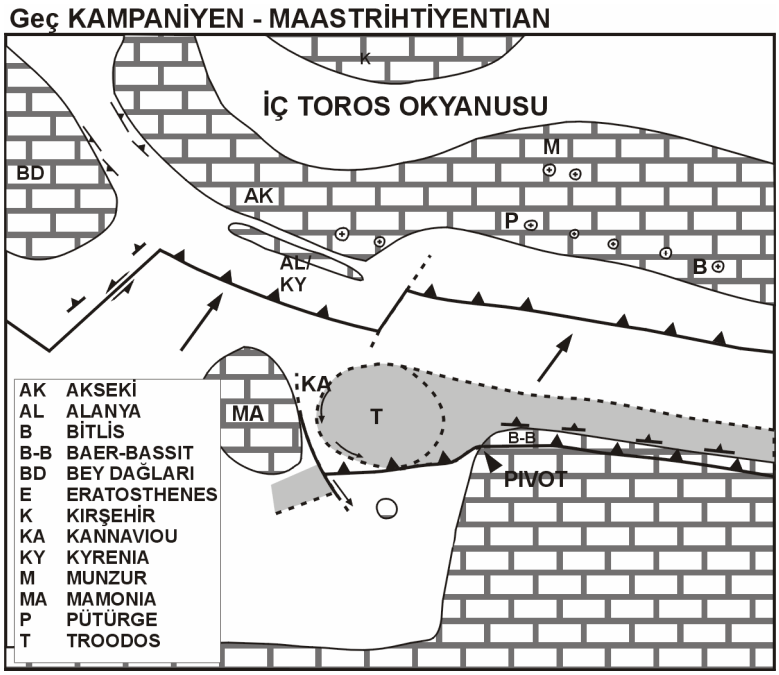
kaplanmaya başlamıştır. Bu durum, muhtemelen dalan okyanusal kabuğun ofiyolit dilimlerinin güneye devrilmesi sırasında, kıta kabuğunda oluşturduğu bölgesel gerilmeden kaynaklanmaktadır. Okyanus içi dalım zonunda, sıcak Üst Kretase ofiyoliti dilimlerinin üzerlediği derin deniz pelajik kayaçları ve okyanus ortası volkanikleri, Hatay ve Mersin ofiyolitlerinin altında görüldüğü gibi dinamotermal metamorfizmaya uğramıştır (Robertson, 2000).

4.1.3.4 Geç Kretase : Turoniyen-Geç Kampaniyen

Kuzey yönündeki okyanus içi dalım devam ederken, hendek doğuda pasif Arap kenarına yaklaşarak bölgedeki ilk hyatüsü oluşturmuştur. Turoniyen-Kampaniyen' de derin deniz sedimentleri, okyanussal volkanitler ve karbonat kayaları yığışım kompleksini oluşturmaya başlamış, hendeğin Arap pasif kenarı ile çarpışması, bir ön çukur oluşturmuştur. Daha sonra bütün sistem, Güneydoğu'daki Koçali ofiyoliti' nin de yeraldığı bölgede görüldüğü gibi güneye devrilmiştir (Robertson, 2000).

4.1.3.5 Geç Kampaniyen -Maastrihtiyen

Geç Kampaniyen' de doğuda, hendek Arap kıtasının pasif kenarı ile çarpışırken; batıda, Trodos' ta görüldüğü gibi okyanus içi dalım devam etmektedir. Neotetis güney kolunun güneydeki okyanus içi dalım zonu hendeğinin Arap levhası ile çarpışması, batı devamında bulunan Trodos' daki kalıntı hendeği (Trodos mikro plakası), Kampaniyen-Erken Eosen süresince saatin tersi yönünde döndürmeye başlamıştır (Robertson, 1990). Neotetis güney kolunun aktif kuzey kenarı boyunca dalım ve And tipi yay gelişimi devam etmektedir. Baskil' deki magmatizma ve volkanizma bu yayın ürünleridir. Bu intrüzyonlar, hem kıta (Keban, Bitlis, Pötürge birimleri), hem de ofiyolitik kabuk (İspendere Ofiyoliti) içerisine yerleşmiştir. Bu durum, Neotetis okyanusal kabuğunun çoğunun dalmasına karşın, bir okyanusal dilimin, dalım arkasında isole kaldığını ve korunduğunu göstermektedir (Robertson, 2000). Güneydoğu' da Bitlis Masifi altına dalan Neotetis, Yüksekova Volkanik Yayı'nın ve Kampaniyen-Erken Paleosen'de, yay önü çökeliminin oluşmasına neden olmuştur (Elmas ve Yılmaz, 2003).



Şekil 4-9: Geç Kampaniyen-Maastrihtiyen paleocoğrafyası (Robertson, 2000)

Maastrihtiyen' de Antalya kompleksi'ndeki derin deniz pasif kenar birimlerinin deforme oldukları gözlenmektedir. Bu deformasyon, muhtemelen karbonat platformunun kuzeyinde yeralan İç Toros Okyanusu birimleri ve ofiyolitinin güneye, Toros Platformu (Beyşehir, Hoyran ve Hadim Napları) üzerine yerleşimi ile ilişkili kompresif rejimden kaynaklanmaktadır. Doğuda, Neotetis güney kolu kuzeyinde, Krenia-Misis-Andırın hattı gelişmiştir. Güneydoğuda ise Kampaniyen-Maastrihtiyen' de And tipi kıtasal yay gelişmiştir (Robertson, 2000).

4.1.4 Senozoyik

4.1.4.1 Paleosen-Erken Eosen

Güneydoğuda Maastrihtiyen’ den Erken Eosen' e kadar dalımla ilişkili bir volkanizma kaydının bulunmaması, Afrika-Avrasya nispi yakınsamasının, Erken Tersiyerde muhtemelen durduğunu göstermektedir. Eosen’de, Neotetis’in kuzey kolunda, yakınsama asimetrik bir şekilde yeniden başlayarak deformasyon güney yönünde ilerlemiştir.

Geç Paleosen-Erken Eosen' de Isparta açısı'nı oluşturan okyanus girintisi, derin deniz sedimentleri ve ofiyolitlerin, bugünkünden çok daha geniş olan Isparta açısı'nın doğu ve batı kanatlarına yerleşmesi ile kapanmıştır.

4.1.4.2 Orta-Geç Eosen

Güneydoğu'da Geç Paleosen'de yeniden başlayan kuzeye dalım, yığışım prizmasını büyütmesine (Maden kompleksinin Killan birimi) karşın, daha kuzeyde Orta Eosen kalk-alkalen volkanizmasını başlatmıştır. Volkanik temel üzerinde gerilmeli ya da bir pull-apart sistem eşliğinde Karadere Baseni açılmış, ardından sütur zonu sıkışarak çarpışma gerçekleşmiş ve bu batı yönünde ilerlemiştir (Robertson, 2000).

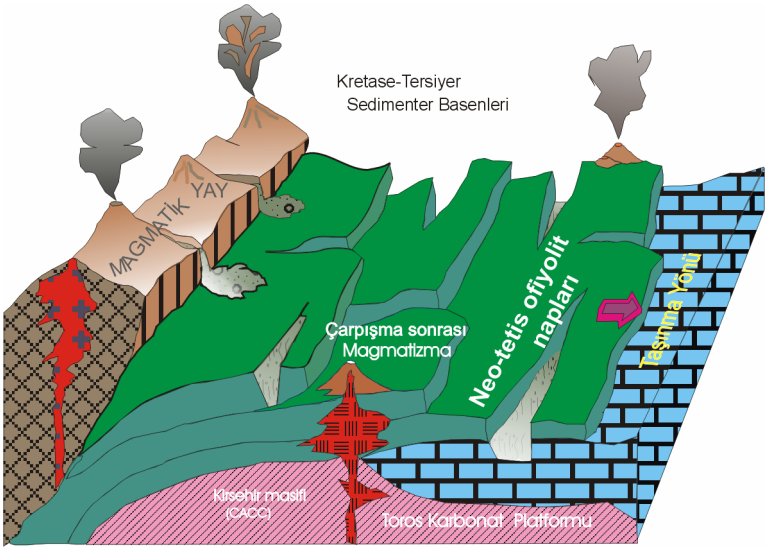
Doğu Toroslarda, Erken Eosen de Geyikdağı Birliği üzerine Aladağ Birliği üzerlemesi gerçekleşmiş ve Lütesiyen sonunda bu üzerleme tamamlanmıştır.

Lutesiyende gerilmeli rejimin oluşturduğu yerel basenlerde, çakıltaşı, kumtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan Demiroluk formasyonu gelişmiştir. Doğu Torosların kuzeybatı ve güneydoğusundaki doğrultu atımlı Göksu ve Değirmentaş Faylarından etkilenen alanlarda, Erken Eosen-Oligosende geçişli basenler meydana gelmiştir (Demirel ve Kozlu, 1997).

Geç Eosende, Toros Karbonat Platformu' nun kuzeyinde yeralan ve Toridler' le Anatolidler' i birbirinden ayıran İç Toros Okyanus' u kuzeye dalımını tamamlamış ve kapanımı gerçekleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1983; Görür ve diğ., 1984; Gökten, 1993; Yılmaz ve diğ.,1993; Yürür ve diğ., 1998).

Bu kapanımla birlikte Beyşehir-Hoyran-Hadim napları güney yönünde ekaylanmışlardır. Güney yönündeki bu imprike sistem, Neotetis güney kolunun kuzey kenarlarını deforme etmiştir. Kuzey-güney doğrultulu kompresif sistem Alanya Masifi ve Antalya Kompleksinin, kuzey yönünde karbonat platformu üzerine bindirmesine neden olmuştur. Yine bu birimlerin güneyinde yeralan Kyrenia baseni de güney yönünde itilmiş ve yay-hendek yığışımına dahil olmuştur (Baroz 1979; Robertson ve Woodcock, 1986).

Gürer ve Aldanmaz (2002), Torid-Anatolid platformu arasında yeraldığı ve kuzeye yitimle kapandığı düşünülen İç Toros okyanusunun varlığına dair yeterli kanıtın bulunmadığını, Pontitler ve Anadolu-Toros blokları arasında açılan Neotetis kuzey kolunun, kuzey yönündeki dalımı ve güneye Toros-Anadolu platformu üzerine devrilmesi sonucu, Toros karbonat platformu sınırına ulaşan bu ofiyolit dilimlerinin, gömülme metamorfizmasına ve üzerinde genellikle piggy back havzalar şeklinde basenlerin açılmasına neden olduğunu öne sürmüşlerdir (Şekil 4.10).



Şekil 4-10: Geç Kretase-Tersiyer döneminde, Toros-Anadolu Platformu üzerindeki basen gelişimlerini gösterir blok diyagram (Gürer ve Aldanmaz, 2002).

4.1.4.3 Oligosen

Erken Oligosen, Doğu Akdeniz'de yakınsamanın doğurduğu faylanmalara rağmen durgunluk dönemidir. Geç Eosen'de Kyrenia-Misis-Andırın hattı artık iyice şekillenmiş, Adana Baseninin kara alanında blok faylanmalarla birlikte çökme ve denizel sedimentasyon başlamıştır (Robertson ve Ünlügenç, 2003). Daha güneyde Misis-Andırın kompleksinde ise, yay önü, Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı sedimenter melanj oluşumu (İsalı birimi) gerçekleşmiştir. Bu sırada sınırlı da olsa asidik, kalk-alkalen yay volkanizması gözlenmektedir (Robertson, 2000). Geç Oligosende, Güneydoğu Anadolu'da kapanan Neotetis Okyanusu'nun oluşturduğu yitim zonu içinde, dalımın ilerleyen sürecinde gelişmiş olan iki nap paketi mevcuttur. Alttaki nap dilimi bölgesel metamorfizmaya uğramış Erken Paleozoyik-Kampaniyen

yaşlı sedimentlerden oluşan Bitlis Masifi, Orta Eosen Maden gurubu yay-gerisi basen dolgusu çökelleri ve Kampaniyen-Alt Eosen yaşlı Yüksekova Gurubu' nun volkano sedimenter serilerinden, Üst Nap dilimi ise, Üst Lütesiyen-Üst Oligosen yaşlı Erçek formasyonunu oluşturan sedimenter seri ve ona eşlik eden Güvelek adayayı volkanitlerinden oluşmaktadır. Elmas ve Yılmaz (2003), Güneydoğu Anadolu'da Neotetis' in bölgedeki dalımının muhtemelen oblik bir şekilde geliştiğini, riftin en son doğuda dalarak, okyanus kapanımının gerçekleştiği ve Geç Oligosende Arap Plakası ile Toridler'in çarpıştığını belirtmişlerdir.

4.1.4.4 Miyosen

Anatolidler deki yükselme ve kuzey–güney doğrultusunda devam eden daralma-sıkışma, Menderes Masifi bölgesinde, Miyosen yaşlı, güneye eğimli kayma zonlarının oluşmasına ve Kırşehir Masifi bölgesinde ise Eosen-Neojen yaşlı sedimentlerin kuzeye doğru bindirmelerine neden olmuştur.

Doğuda allokton birimlerin bindirmelerinin son safhasında Lice kıtaönü (forland) baseni oluşmuş, batıda ise basen gelişimleri daha ziyade transtansiyonel tarzda gelişmiştir (Karig ve Kozlu, 1990).

Toroslar' da etkili olan Miyosen kompresif tektonizmasının bir sonucu olarak Toros platformu'nun kuzey kesimlerinde karasallaşma gerçekleşirken, Adana ve Misis bölgesinde transgresif çökel gelişimi oluşmuştur (Yılmaz, 1997). Basen içinde türbiditik çökelim ve pelajik şeyl oluşumu, derinleşmenin kanıtı olup Serravaliyen' den itibaren sığlaşan ortamda, regresif çökelim başlamış, sığ denizel ve ardından karasal ortamı karakterize eden menderesli nehir çökellerine geçilmiştir (Yalçın ve Görür, 1984; Yılmaz, 1998).

4.1.4.5 Kuvaterner

Bölgesel sığlaşma devam etmiş, Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen' de gerilmeli faylarla platformun yükselimi gerçekleşmiştir.

Türkiye-İran yüksek platosunun bu dönemdeki sürekli yakınsaması ve kalınlaşması nedeniyle, plato üzerinde Pliyo-Kuvaterner yaşlı, Tibet tipi yaygın bir volkanizma faaliyete geçerken, Arabistan Platformu üzerinde kıvrımlı-bindirmeli, kıta önü (forland) kuşağı durumundaki kenar kıvrımları meydana gelmiştir. Kıta-kıta çarpışması, aynı zamanda Arap Platformu üzerinde, Akçakale Grabeni ile kalkan şeklindeki Karacalıdağ volkanının oluşumuna da imkan sağlamıştır. Bu sırada Ege'nin açılma rejimi devam ederken, Orta Anadolu da doğrultulu atımlı fayların etkinliğinde bir ova rejimi hüküm sürmektedir. Türkiye'nin güncel tektoniği Pliyo-Kuvaterner' deki rejimin bir devamı şeklindedir (Şengör, 1980). Arap-Afrika levhaları arasındaki çarpışma sürecine bağlı olarak, Anadolu Bloğun'daki kabuksal deformasyonun devam ettiği, sismik etkinlik ve GPS ölçümlerinden elde edilen sonuçlarla görülmektedir.

GPS ölçümlerine göre Anadolu'nun güney kesimlerini oluşturan Isparta açısının doğusunda Avrasya'ya göre yılda 15 mm, batısında ise yılda 30 mm lik batı yönünde bir hareket gözlenmektedir (Barka ve diğ., 1997). Marmara bölgesindeki Orta-Üst Pleyistosen yaşlı taraçaların deformasyonu, kuzeydeki tektonik aktiviteyi göstermektedir (Bargu ve Sakınç, 1989; Bargu, 1993; Bargu, 1997). Anadolu kıta içi transformu niteliğinde, halen aktif konumda olan, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay zonları arasında kalan alanın, batı yönündeki hareketinin yanı sıra, doğudan batıya azalan değerlerde saatin tersi yönünde çeşitli rotasyonlara uğradığı farklı paleomanyetizma çalışmalarıyla ortaya konulmuştur (Baydemir, 1990; Paltzman ve diğ., 1994; Tatar ve diğ., 1995; Piper ve diğ., 1996).

4.2 GENEL JEOLOJİ

4.2.1 Stratigrafi

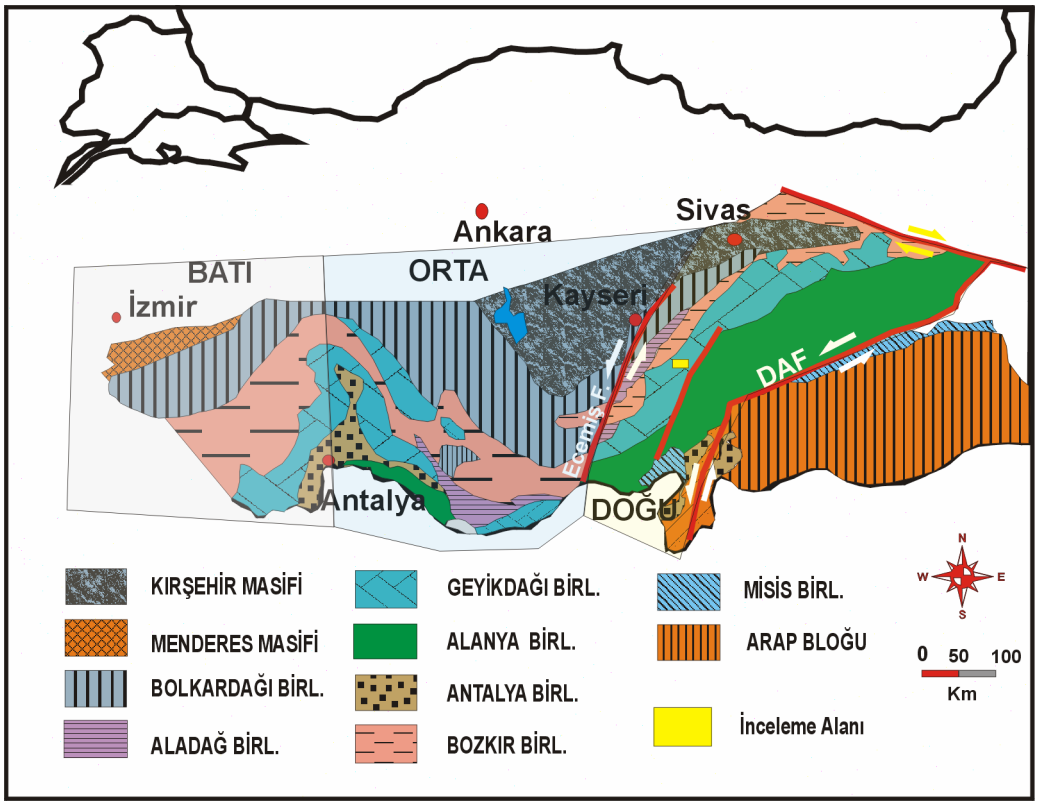
İnceleme alanı, Alpin-Himalaya Orojenik Kuşağı'nın kilit noktalarından birini oluşturan ve Türkiye güneyini kuşatan Toroslar bölgesinde yeralmaktadır. Yeryuvarının jeodinamik evriminin menteşesi konumundaki Torosların, jeolojik problemlerinin çözümü, plaka tektoniği gelişiminin anlaşılması, jeodinamik hareketler ve bölgesel paleojeolojik ortam koşullarının belirlenebilmesi için ayrı bir önem taşımaktadır. Karmaşık jeolojik yapısıyla dikkat çeken Toroslarda yapılan çalışmalarda, farklı ortam ve koşulları yansıtan litolojik yapısı dolayısıyla, coğrafik ve jeolojik sınıflandırmalar, bölgenin anlaşılabilirliği adına ilk yapılan uygulamaların başında gelmektedir. Zira, bu kuşakta yeralan litolojilerin yüzlerce kilometrelik devamlılık arzetmesi (Şekil 4-11) bunu zorunlu kılmıştır.

Ayırtman stratigrafik özellikleri ve kapsadıkları kaya birimleri açısından Toroslarda, birbirinden farklı havza koşullarını yansıtan toplulukların bulunduğu ortaya konmuştur. Blumenthal' in (1947) farklı jeolojik özelliklerine göre 5 bölüme ayırdığı Toros kuşağını, Özgül (1976) coğrafik ve jeolojik olarak iki bakımdan ele almıştır. Batıda sağ yönlü doğrultu atımlı Kırkkavak Fayına kadar olan kesimi Batı Toroslar, Kırkkavak Fayı ile Ecemiş Fayı arasında kalan kesimi Orta Toroslar ve Ecemiş Fayından Van gölüne kadar olan kesimi Doğu Toroslar şeklinde coğrafik olarak 3 bölümde ele almaktadır. Orta Toroslarda yaptığı çalışmada, jeolojik ve tektonik konum itibariyle, birlik olarak isimlendirdiği 6 bölüme ayırmıştır. Bunlar; Geyikdağı Birliği, Antalya Birliği, Alanya Birliği, Bolkardağı Birliği, Aladağ Birliği ve Bozkır Birlikleridir (Şekil 4-12).

Doğu Toroslarda çalışan Tekeli ve diğ. (1984) ise; Tufanbeyli Otoktonu, Yahyalı Napı, Siyah Aladağlar Napı, Minare Tepeler Napı, Çataloturan Napı, Beyaz Aladağ Napı, Ofiyolitik Melanj, Aladağ Napı şeklinde 8 farklı tektonik birlik ayırt etmişlerdir.

Şekil 4-11: Toroslar'da Alt Paleozoyik çökellerin dağılımı ve stratigrafisi.

Bütün bu sınıflamaların ışığında, inceleme alanı coğrafik olarak Özgül (1976)' ün Doğu Toroslar; jeolojik ve tektonik olarak ise Geyikdağı Birliği, Tekeli ve diğ. (1984) e göre ise Tufanbeyli Otoktonunda yeralmaktadır.



Şekil 4-12: Toroslar'da, coğrafik ve tektonik birliklerin konum ve yayılımları (Özgül,1976'dan değiştirilmiştir).

Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik Üst Sistemlerine ait kırıntılı ve karbonatlı kayaçlardan oluşan Geyikdağı paraotokton istifi, bölgede K-KD uzanımlı bir şekilde geniş yayılımlara sahip olup, inceleme sahası yakın civarında, doğuda Malatya-Keban Karmaşığı (Perinçek ve Kozlu, 1984) ya da Binboğa Masifi (Tutkun, 1984), batıda ise K-KD uzanımlı seyreden Bozkır ve Aladağ birlikleri ile sınırlandırılmaktadır. Her iki kontaktı da faylı olan istif, doğuda yüksek açılı ters faylı, batıda ise nispeten daha düşük açılı tektonik dokanakla üzerlenmektedir.

Şekil 4-13: İnceleme alanı yakın dolayının stratigrafik korelasyonu.

Şekil 4-14: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

İnceleme alanında altta İnfra-Kambriyen bir temel ve üzerinde platform sedimentlerinden oluşan Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı çoğunlukla denizel ortamda oluşmuş kaya birimleri yeralmaktadır (Şekil 4-13). Bu kaya birimlerinin yaşlıdan gence doğru tanımlamaları, yayılımları, kaya türü özellikleri, fosil içerikleri ve ortamsal özellikleri aşağıda sunulmuş olup; formasyon adlamaları, karışıklıklığa neden olmaması amacıyla Demirtaşlı (1967) ve Özgül ve diğ. (1973) nin vermiş olduğu formasyon isimlerine sadık kalınarak yapılmıştır.

Çalışılan sahada yaşlıdan gence doğru, Emirgazi, Değirmentaş, Armutludere, Halit yaylası, Yukarıyayla, Puşçutepe, Ayıtepesi, Şafaktepe, Gümüşali, Ziyarettepesi, Yığılıtepe, Katarası, Köroğlutepesi, Sümbüldağ formasyonları ve Pliyo-Kuvaterner dönemi yansıtan karasal çökeller yer almaktadır (Şekil 4-14).

4.2.2 Litostratigrafi

4.2.2.1 Emirgazi Formasyonu (Ɛe)

İnceleme alanındaki stratigrafik istifin en alt düzeyini oluşturan Emirgazi formasyonu ilk olarak Özgül (1973) tarafından Tufanbeyli ilçesinin Emirgazi köyü civarında tespit edilmiş ve isimlendirilmiştir. Çalışma alanının, daha ziyade batısındaki Güzpınarı (D13), Suçatı (B14), Belen (C13), Çorak (B16) ve Yaylapınarı (M8) köyleri civarında geniş yüzlekler sunmaktadır. Birimin ayrıca, inceleme alanı doğusunda yer alan, Kandilli köyü kuzeyindeki Avlık mevki batısında (A27), Kurma dağı güneyinde ve Saimbeyli deresi boyunca, yaklaşık kuzey güney yönlü büyük fay hatlarında, özellikle de volkanoklastik düzeylerinin ince dilimler şeklinde oldukça deforme bir yapıda, ekaylı ve dar yüzlekler sunduğu gözlenmektedir.

Birim çalışılan sahada Çorak köyü-Suçatı köyü-Yaslamınbaşı tepe istikametinde stratigrafik dizilimini göstermekte (Şekil 4.15), bunun yanısıra Belen köyü'ndeki Yılanlı dere boyunca faylı olmasına karşın tipik mostralar sunmaktadır. İnceleme alanında en fazla 1550 metre kalınlıkta ölçülen Emirgazi formasyonu, yanal yönde eksiklikler sunmasına karşın, kendi içinde litolojik karakterine göre birbirleriyle geçişli 4 alt bölüme ayırabilmek mümkündür.



Şekil 4-15: Emirgazi formasyonu'nun (Çorak-Suçatı) ölçülmüş stratigrafi kesiti.

Formasyon taban düzeyi faylı olup, en altta, yaklaşık 80 metre kalınlığında sarımsı boz, kirli beyaz, yeşilimsi gri renkli, kalın, kötü tabakalanmalı, çok bol kırık ve çatlaklı, kırık ve çatlakları genellikle spekülarit sıvamalı kuvarsit, kuvars vake, kayrak ve subarkozik kumtaşı düzeyi yer almaktadır. Düşük derece metamorfizma gösteren bu metakumtaşları, oldukça sert ve sıkı dokuludur. Kumtaşları içerisinde muskovit, pirit yaygın olarak gözlenmektedir. Kırıntılar içerisindeki kuvars mineralleri genellikle

dalgalı yanıp sönmeli olup metamorfik karakterdedir. Bu istif, üste doğru artan bir şekilde genellikle merceksi, volkanit çamur ve çakıllı ara düzeyleri içerisinde barındırmaktadır.

Formasyonun ikinci belirgin litolojik gurubu, alttaki ince kırıntılı birimlerin üzerinde yanal ve düşey geçişli, genellikle yüksek enerjili, moloz akması ve kanal çökelleri şeklinde gelen, metavolkanit çamurtaşı ve çakıltaşlarından oluşmaktadır (Şekil 4-16). Bunun yanısıra batıda, inceleme alanının dışında kalan M-35a2 paftasında Emirgazi formasyonunun diyabazik sokulumlar ihtiva ettiği gözlenmiştir. Siyahımsı yeşil, zeytin yeşili, siyah, kahverengi ayrışma yüzey renkli olan bu düzey, taze kırık yüzeyinde yeşil renkli bir şekilde sahada izlenmektedir. Genellikle andezitik volkanizma ürünü bu kırıntılar içerisinde yer yer diyabazik katkılara da rastlanılmaktadır. Sert sıkı dokulu meta çamurtaşları ile başlayan bu düzey, üste doğru çakıl oranı artarak devam etmekte ve yer yer kuvarsit ara düzeylerini de içermektedir. Yaklaşık 800 m kalınlık sunan bu gurubun, Çorak, Suçatı köyleri arasında tipik mostralarına rastlamak mümkündür. Yeşil renkli çamurlu düzeylerinin, önemli oranda volkanik tüf katkılı ve az miktarda kuvars içerikli oldukları gözlenmektedir. Tüf içerisinde yüksek rölyefli apatit ve rutil minerallerine rastlanılmaktadır.



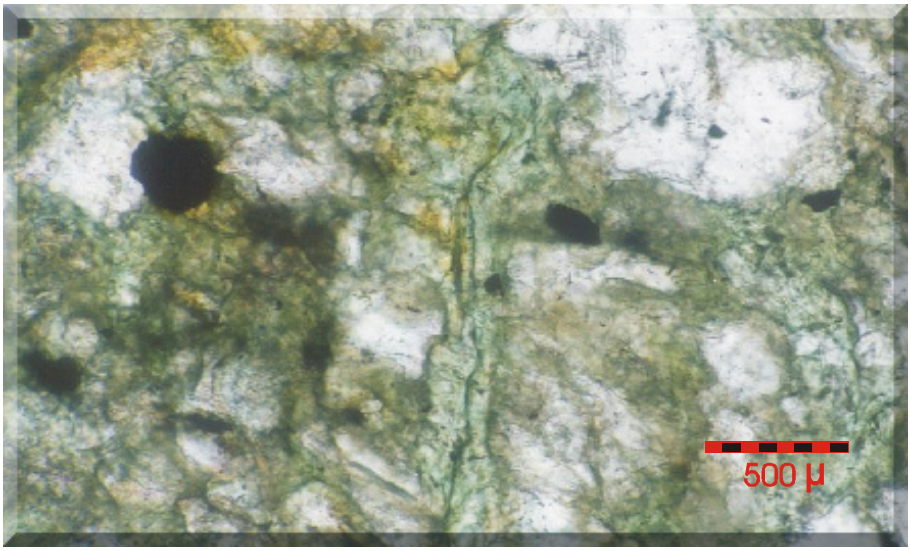
Şekil 4-16: Saimbeyli kuzey çıkışında Saimbeyli Fay Zonu boyunca oldukça sıkışık zonlarda ekaylı bir yapıda izlenen Emirgazi formasyonundan bir görünüm.

Kuvars oranının fazla olduğu seviyelerde vake özellikli kayaçta hamurun tamamen kloritleştiği gözlenmiştir (Şekil 4-17).

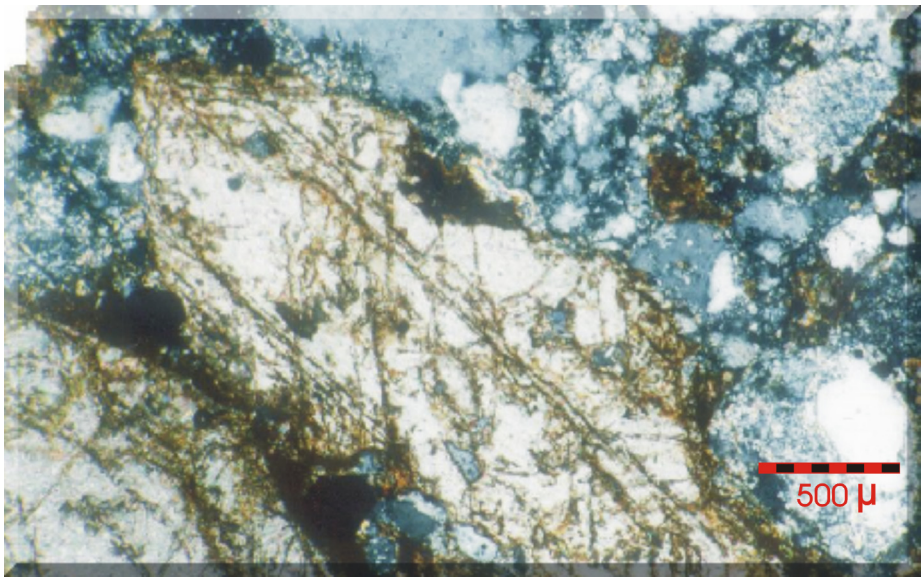
Kuvars minerallerinin genellikle dalgalı yanıp sönmeli, girik tane sınırlı, metamorfik karakterli oldukları ve biyotit inklüzyonları içerdikleri tespit edilmiştir. Volkanik gereç içerisindeki plajioklas ve amfibol tanelerinin bozuşarak pseudokalsite dönüştükleri tespit edilmiştir (Şekil 4-18). Plajioklaslarda polisentetik ikizlenme ve pertitik doku yaygın bir şekilde izlenmektedir. Kayaç içerisinde ayrıca öz şekilli yada yarı öz şekilli, pirit ve magnetit gibi opak minerallere de rastlanılmaktadır.

Kandilli köyü kuzeyindeki Kocaçamtepe civarından alınan örneğin; diyabaz karakterinde, ofitik dokulu, başlıca feldspat, koyu renkli mineraller (amfibol ve piroksen) ve opak minerallerden oluştuğu, koyu renkli minerallerin sosürütleşme ile epidot ve klorite dönüştüğü gözlenmiştir. Koyu renkli minerallerin bozuşması sonucu açığa çıkan demirli minerallerin, bu minerallerin dilinim düzlemleri boyunca birikerek opasit kenar oluşturdukları tespit edilmiştir.

Emirgazi formasyonunun bu düzeyine, bölgede ayrıca oldukça dar ve sıkışık zonlarda, breşik yapılı, ince dilimler halinde, ekaylı bir şekilde ve yüksek oranda kloritleşme ve killeşmenin hakim olduğu, çizikli yüzeyli olarak, formasyonun üst düzeylerinden de parçalar alarak, genellikle kuzey-güney yönlü ters bileşenli fay zonlarında sıkça rastlanılmaktadır. Bu tip mostralarda, görünüm itibariyle ultramafik kayaları andıran Emirgazi formasyonunun bu alt seviyeleri, bölgede yapılan önceki çalışmalarda, tanımlanamamış olup, genellikle Ordovisiyen kayalarıyla kontakt halinde olduğu için bu birime dahil edilerek haritalanmıştır. Gürleşen köyü'nde (K30) Saimbeyli Fay Zonu boyunca, Kandilli vadisi'ndeki Avlık mevki batısında Kandilli fayı boyunca, Kurma dağı güneyindeki Çamurluk tepe'de (D19) Armutalan bindirmesi boyunca, yine aynı fayın güney devamında Kızıl köyü (N14) civarında ve Gürümze köyü kuzey batısındaki Aksu mevkiinde (A3) Gürümze Fayı boyunca bu düzeyin tipik mostralarına rastlamak mümkündür. Bütün bu mostralarda genellikle düşük açılı ters faylarla açığa çıkan düzeyin, hemen tamamında Devoniyen kayalarına bindirmiş olması dikkat çekici bir veridir.

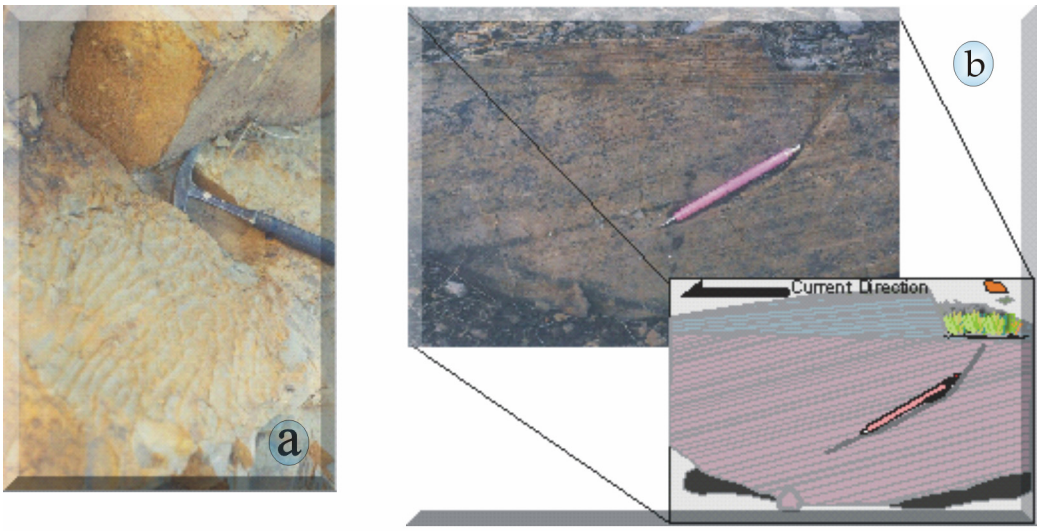


Şekil 4-17: Emirgazi formasyonu taban düzeylerinde volkanoklastik çamurtaşı düzeylerindeki kloritleşmiş matriks ve çimento görünümü.



Şekil 4-18: Emirgazi formasyonu'nun taban düzeylerinde volkanoklastik çakıltaşlarında gözlenen amfibol mineralinin pseudokalsite dönüşümü.

Formasyonda; volkano klastiklerin üzerinde, kuvars vake, meta silttaşı, kuvars arenit, kuvarsit yer yer feldspatlı kumtaşı şeklinde, iyi tabakalanmalı sıkı, sert, iyi boylanmalı, keskin tabaka sınırlı, genellikle grimsi beyaz, sarımsı beyaz, siyahımsı gri, zeytin yeşili ve mor renklerde izlenen bir istif yer almaktadır. Üst kesimlere doğru kuvars oranının arttığı kırıntılı istif içerisinde, çapraz tabakalanmanın (Şekil 4-19) yaygın bir şekilde izlendiği, kırık çatlaklarının spekülaritle sıvandığı gözlenmektedir. Kayaç içerisinde yer yer, klorit, serizit, muskovit ve opak mineraller de bulunmaktadır. Özellikle M35-b2 paftasının kuzeybatısında yer alan Yılanlı dere'de tipik mostrasının gözlendiği düzey, yaklaşık 550 m kalınlık sunmaktadır. Silttaşı düzeyleri; ince tabakalı, ayrışmış yüzey rengi yeşil, siyahımsı gri renkli olup, sıkça demir sıvaması izlenmektedir. Silis içeriği bol olan bu düzeyde tabaka yüzeylerinin yeşil likenlerle kaplı olması



Şekil 4-19: Emirgazi formasyonu üst düzeylerinde izlenen dalga kırışıkları ve çapraz tabaka gelişimi (a: Güzpınarı köyü 200 metre güneyi b: Yılanlı dere güney yamacı).

tanınmasında kolaylık sağlamaktadır. Mor renkli kuvarsit düzeylerinin spekülaritçe zengin olduğu ve büyük fay zonlarında spekülaritin zenginleşerek işletilebilir yatakları oluşturduğu gözlenmektedir (Şekil 4-20).

Emirgazi formasyonunun en üst düzeylerini; meta silttaşı, kayrak, rekristalize siyahımsı gri, sarımsı yeşil rekristalize kireçtaşı ve en üstte kahverengimsi boz silis

çamur yığışımları ile ince kuvarsit ardalanımından oluşan bir kayaç istifi oluşturmaktadır. Formasyonun bu düzeyi, Yılanlı derede normal ilişkili, Kızıl köyünde ise yukarda belirtildiği şekilde fay zonu boyunca dilimler şeklinde izlenmektedir.

Yaklaşık, 120 metre kalınlık sunan bu düzeyin siyah renkli meta siltli düzeylerinde pirit oluşukları gözlenmektedir. Güzpınarı köyü güneyinde birimin, oldukça plastik deformasyonunu yansıtan kıvrımlı düzeyi üzerinde ripplemarklar gözlenmektedir (Şekil 4-19). İnceleme alanında birim içerisinde, siyah renkli limonitleşmiş siltli düzeylerde poligonal kırık düzlemlerine dolan demirli suların oluşturduğu box-work yapılarına rastlanmaktadır (Şekil 4-21). Emirgazi formasyonunun üstündeki Değirmentaş formasyonuna geçişini oluşturan bu düzeyin, inceleme alanı bitişiğindeki M35 a1 paftasında, siller şeklinde diyorit ve gabro sokulumları ihtiva ettiği tespit edilmiştir.

İnceleme alanında Emirgazi formasyonu ile Değirmentaş formasyonu geçişinin faylı olduğu yerlerde barit zenginleşmeleri bölgedeki önemli bir cevherleşmeyi göstermektedir. Bu tür bir oluşumu Yılanlı dere kesitinde görebilmek mümkündür.

Emirgazi formasyonu, bölgedeki en yaşlı birim olup tabanı faylı, üst düzeyleri ise Değirmentaş formasyonu karbonat ve kırıntılı birimlerle geçişli bir şekilde sahada izlenmektedir. Bölgede değişik kalınlıklarda gözlenen birimin, tabanı görülemediği için, ölçülebilen en büyük görünür kalınlığı 1550 metredir.

Birim içerisinde herhangi bir fosile rastlanamamış olup, stratigrafik konumu ve Toroslarda eşdeğeri konumundaki birimler dikkate alındığında, bu formasyonun yaşının İnfra Kambriyen-Alt Kambriyen olabileceği kabul edilmiştir.

Formasyonun litolojik karakteri, minerolojik bileşimdeki çeşitliliği, kırıntılılar içerisindeki tane boyutu ve şekli ile sedimentolojik yapıları dikkate alındığında, havzaya yakın bir kaynak alandan, yüksek enerjili bir çökelimle başlayıp, enerjisi gittikçe düşen, litoral-sublitoral bir çökelme ortamında oluştuğu ortaya çıkmaktadır.



Şekil 4-20: Emirgazi formasyonu üst düzeylerinde gözlenen spekülarit ocağı (Güzpınarı köyü güneyi) .



Şekil 4-21: Emirgazi formasyonu demirli silttaşlarında izlenen box-work yapısı.

Emirgazi formasyonu, Güneydoğu Anadolu'da Hakkari, Derik (Mardin), Tut-Pembeyli (Adıyaman) bölgelerinde, Telbesmi formasyonu (Ketin 1966b), Amanoslar' da Eğrek formasyonu (Atan, 1969), Attepesi maden ocağı civarında (Mansurlu-Feke) Sicimindağı formasyonu (Küpeli, 1991) ve Kozan-Feke arasında Özgül ve Kozlu (2002) tarafından Emirgazi gurubu olarak ele alınıp incelenen litolojilerle deneştirilebilir.

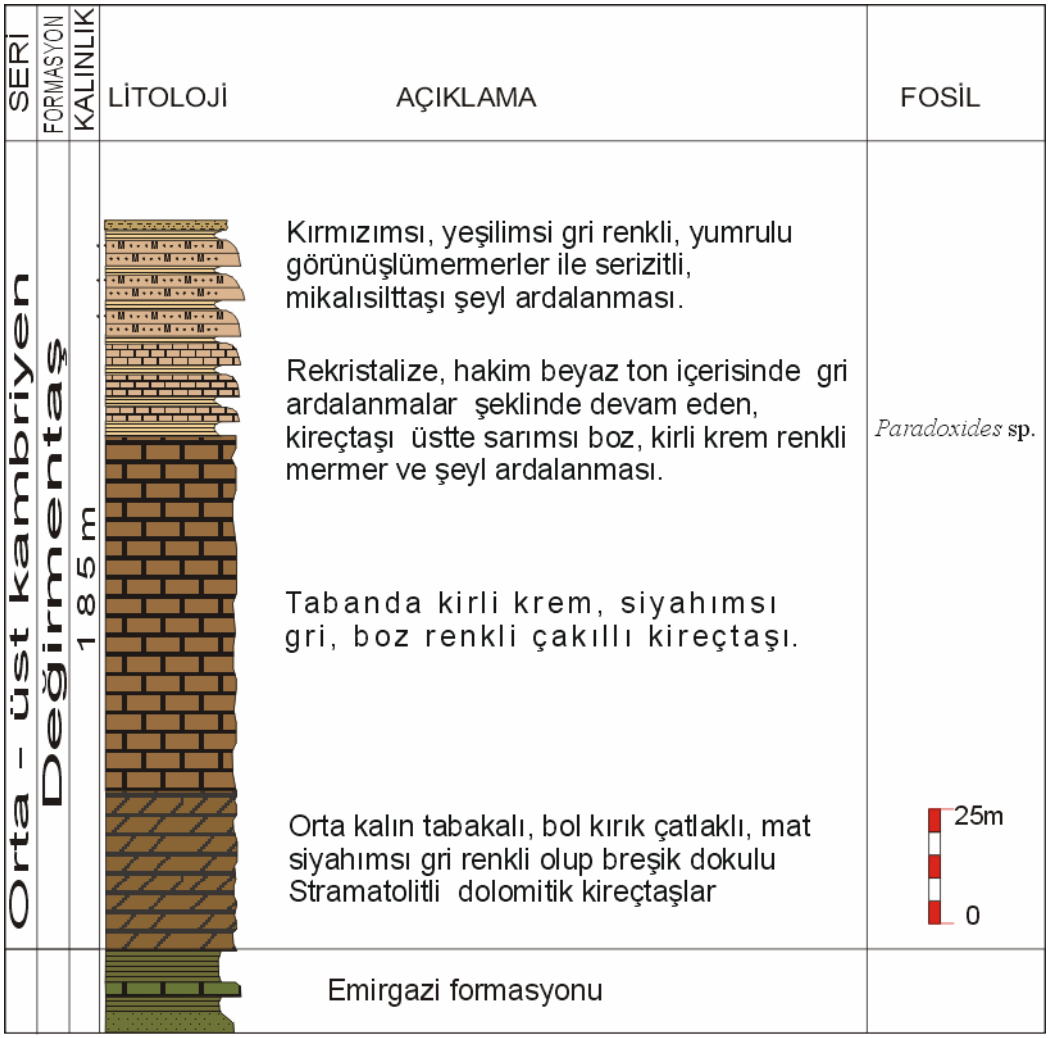
4.2.2.2 Değirmentaş Formasyonu (Kd)

Değirmentaş formasyonu, inceleme alanının kuzeyinde yeralan Tufanbeyli İlçesine ait Değirmentaş köyünün K-KD' sunda, Demirtaşlı (1967) tarafından adlandırılmış olup, Özgül ve diğ., (1973) tarafından üst sınırı değiştirilerek yeniden tanımlanmıştır. Neritik kireçtaşı ve dolomitten oluşan birim inceleme alanının, daha ziyade batısında geniş yüzlekler sunmaktadır. Güzpınarı (D13), Süphandere (G9), Yaylapınarı (M8), Kayhan (D8), Hıdıruşağı (N3) köyleri ile Dede Tepe (F5), Çamurluk tepe (C19), Akgedik (B10), Osmansivrisi tepe (L1) ve Gelinoklandığı tepe (J2) civarındaki mevkilerde mostralarına rastlanılmaktadır (EK I).

Değirmentaş formasyonunun, inceleme alanında Hıdıruşağı Köyü, Güzpınarı Köyü ve Süphandere Köylerinde tip kesitleri mevcut olup birim 120-185 metre arasında değişen kalınlıklarda gözlenmektedir (Şekil 4-22). Formasyonun alt düzeyleri stramatolitik yapılı dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Dolomitik kireçtaşı düzeyi orta kalın tabakalı, bol kırık ve çatlaklı, mat siyahımsı gri renkli olup, breşik dokulu olarak izlenmektedir. Birim üstte kireçtaşı, daha üstte ise şeyl arakatkılı kireçtaşlarına geçmektedir. Kireçtaşı düzeyi, tabanda çakıllı kireçtaşı ile başlamakta, üste doğru rekristalize, hakim beyaz ton içerisinde gri ardalanmalar şeklinde devam eden, en üstte sarımsı boz, kirli krem renkli mermerler şeklinde izlenmektedir. Formasyonun tavan kesimleri serizitli, mikalı silttaşı, şeyl ve kırmızımsı-yeşilimsi renkli yumrulu kireçtaşı ardalanması şeklinde devam etmektedir.

İnceleme alanında ve inceleme alanının batısında Değirmentaş formasyonunun litolojik karakterinde, bölgedeki deformasyon farklılığından kaynaklanan büyük değişimler gözlenmektedir. Batı yönünde gidildikçe deformasyon miktarının artışıyla birlikte kayaç içerisindeki mineralojik değişimler ve kayaç dokusunda tektonik

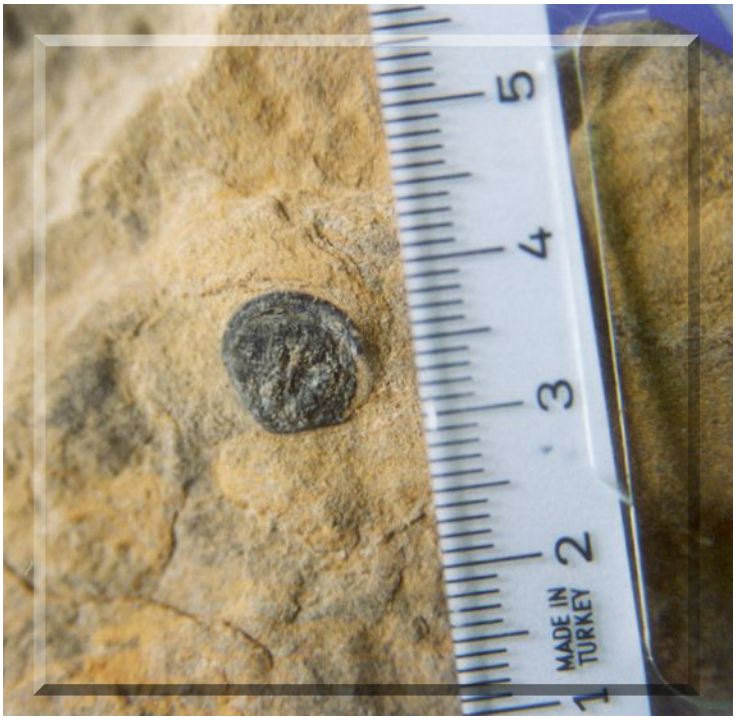
deformasyonu yansıtan, kireçtaşlarındaki budenleşmeler, breşimsi yapı, kalsit minerallerinde yönlenme, silttaşlarında klivaj gelişimi, kayrağa dönüşüm izlenmektedir. Tektonik deformasyonun maksimum izlendiği inceleme alanı dışındaki M35 a1-a2 paftalarında görüldüğü gibi, kireçtaşı budenlerinin, silttaşları arasında 'S' şekilli erime boşlukları oluşturdukları gözlenmektedir.



Şekil 4-22: Değirmentaş formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Süphandere köyü).

Neritik karakterli kireçtaşı ve üstlerde silttaşı, şeyl ardalanımından oluşan birimin inceleme alanında Emirgazi formasyonunun siyah renkli silttaşı ve ince kumlu düzeyleri üzerinde uyumlu bir şekilde yer aldığı ve Armutludere formasyonunun serizitli, muskovitli şistleriyle yine uyumlu bir şekilde üzerlendiği gözlenmektedir.

Türkiye güneyinde doğu batı doğrultusunda uzanan Toroslar'da Erken Paleozoyik serileri içinde fosille yaş verilen en eski birimi oluşturan Değirmentaş formasyonu, içerisinde Erken-Orta Kambriyen'e ait trilobit ve konodont fosillerini kapsamaktadır (Dean ve Monod, 1970, Dean, 1975, Dean ve diğ 1986, Dean ve diğ, 1991, Kozlu ve Göncüoğlu, 1997). İnceleme alanı güneyindeki Feke İlçesi bir km. güneyinde yer alan Tepebağı tepesi'nde, Değirmentaş formasyonunun yumrulu kireçtaşı düzeyinin en altındaki beyaz, açık bej renkli kireçtaşı katmanlarında, Orta Kambriyen'i temsil eden *Paradoxides* sp. lerin varlığından bahsedilmektedir (Özgül ve Kozlu, 2002). Orta Toroslar'ın batı kesiminde Seydişehir bölgesinde yeralan Çaltepe kireçtaşı olarak adlandırılan birimde tespit edilen bu Trilobit fosilleri (Özgül vd., 1973) ve Hakkari bölgesindeki Koruk formasyonu (Dean vd., 1981, Dean ve Monod, 1990) Değirmentaş formasyonunun eşdeğeri olup, inceleme alanında Yaylapınarı köyü batısında tespit edilen Trilobitler (Şekil 4-23) ve formasyonun stratigrafik konumu da dikkate alındığında birimin yaşı Orta-Üst Kambriyen olmalıdır.



Şekil 4-23: Yaylapınarı köyü batısında, Değirmentaş formasyonu kireçtaşı düzeylerinde gözlenen *Trilobit* sp..

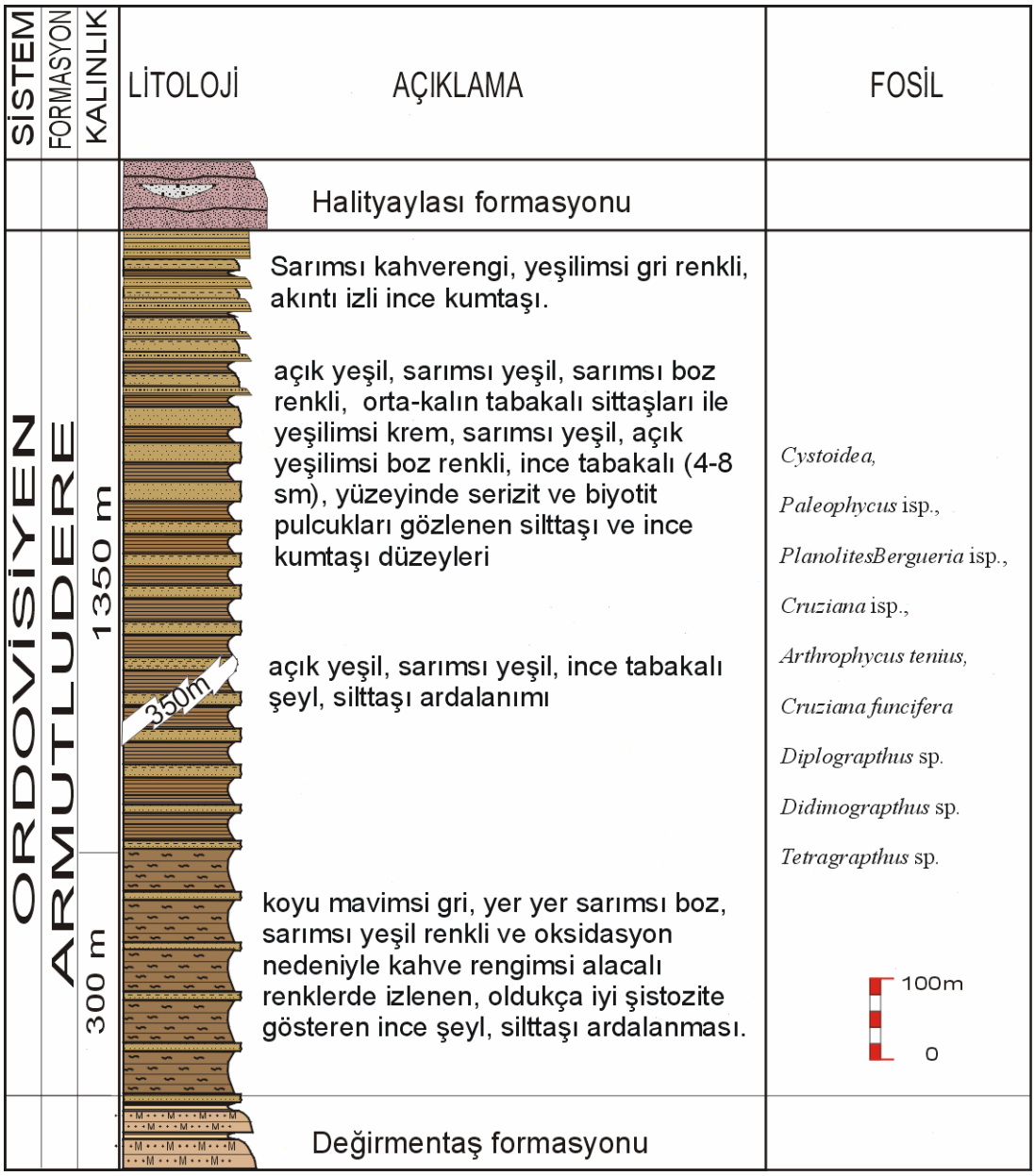
Metamorfize bir karakter sunan formasyonun, oluşum ortamını belirleyici güçlük oluşturan litolojik dokusundaki bozunmalara rağmen, alt ve orta seviyelerindeki monoton kireçtaşı dağılımı, birimin duraylı bir şelf ortamında çökelmeye başladığını,

üstteki yumrulu, serizitli metakireçtaşları ise ortamın duraysızlık kazandığını ortaya koymaktadır.

İnceleme alanında geniş yüzleklere sahip olan Değirmentaş formasyonu, kırıntılı Prekambriyen-Alt Kambriyen yaşlı birimler ile Ordovisiyen yaşlı silttaşı, şeyl düzeyleri arasında tüm Toroslar'da devamlılık arz etmekte ve dolayısıyla litolojik yapısı da dikkate alındığında kılavuz bir düzey oluşturmaktadır. Formasyonun bu haliyle Torosların değişik kesimlerinde farklı adlarla tanımlanmış olduğu gözlenmektedir. Abdüsselamoğlu (1958) bu formasyonu, Silüriyen şist ve grovakları içerisinde yeralan kireçtaşı seviyeleri olarak; Atan (1969) ise, Amanoslarda Karayüce kalkeri olarak isimlendirmiştir. Ayrıca Orta Toroslarda Seydişehir bölgesinde (Monod ve Dean 1970), Konya (Hadim) bölgesinde (Özgül, 1971) ve Sultandağları'nda (Demirkol vd., 1977) Çaltepe kireçtaşı; Ovacık Silifke bölgesinde ise Işıklı kireçtaşı olarak adlandırılmıştır.

4.2.2.3 Armutludere Formasyonu (Oa)

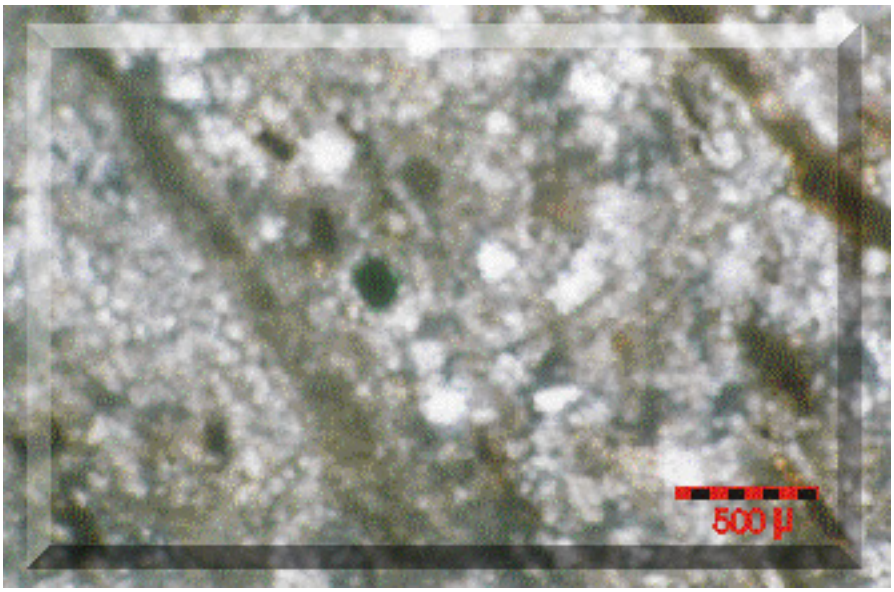
Değirmentaş köyü 5 km kuzeydoğusundaki Sarıçiçek yaylasından geçen Armutlu deresindeki graptolitli, trilobitli şeyl ve silttaşları, ilk defa Demirtaşlı (1967) tarafından Armutludere formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim inceleme alanında litolojik içeriği itibariyle kolay aşınımdan kaynaklanan yumuşak morfolojiler oluşturması ve arazide pul pul, parlak yüzeyli, farklı renk yansıması sunmasıyla belirginlik arz etmektedir. Özellikle, çalışma alanının batısında M35-b1 paftasında oldukça geniş sahalara yayılmış bulunan Armutludere formasyonu, M35-b2 paftasında ve M36 a1 paftasında, yaklaşık kuzey-güney uzanımlı düşük açılı ters faylarla sınırlanmış mostralar şeklinde izlenmektedir (EK I). Bu haliyle en geniş yüzleği, Gürleşen köyünde (K30) olmak üzere Saimbeyli fay zonu boyunca, Kandilli vadisinde Tırtat (N22)-Koçcağız köyü (L23) arasında Cumhurlu ve Koçcağız Fayları arasında, Kızılağaç (B21) ile Çatak (A20) köyleri ve Kızılyer köyü (N14) ile Kapıkaya mahallesi (G16) hattı boyunca, Armutludere Fayının doğusunda, Çorak köyü ile (B16) Güzpınarı köyü (D13) güzergahında ise Armutludere Fayının batı tarafında yer almaktadır.



Şekil 4-24: Armutludere formasyonu'nun (Kapıkaya-Güzpınarı) ölçülmüş stratigrafi kesiti.

Tez sahasında birimin en iyi gözlendiği yerler Kapıkaya-Güzpınarı kesiti ve Süphandere-Aydere kesitleri olup diğer mostralarının, taban veya tavanının faylı olduğu gözlenmektedir (Şekil 4-24). Yapılan ölçümlerde, 1200-1650 metre arasında değişen kalınlıklar saptanmıştır. Formasyon tabanda yeşil silttaşları ile başlamakta; üzerine, düşük metamorfik karakterli, genellikle koyu mavimsi gri, yer yer sarımsı boz, sarımsı yeşil renkli ve oksidasyon nedeniyle kahve rengimsi alacalı renklerde izlenen, oldukça iyi şistozite gösteren ince şeyl ile silttaşları gelmektedir. Genellikle ince tabakalı (5-8cm) bu düzey, arduvaz niteliği taşıyan killi seviyeleriyle, kirli beyaz

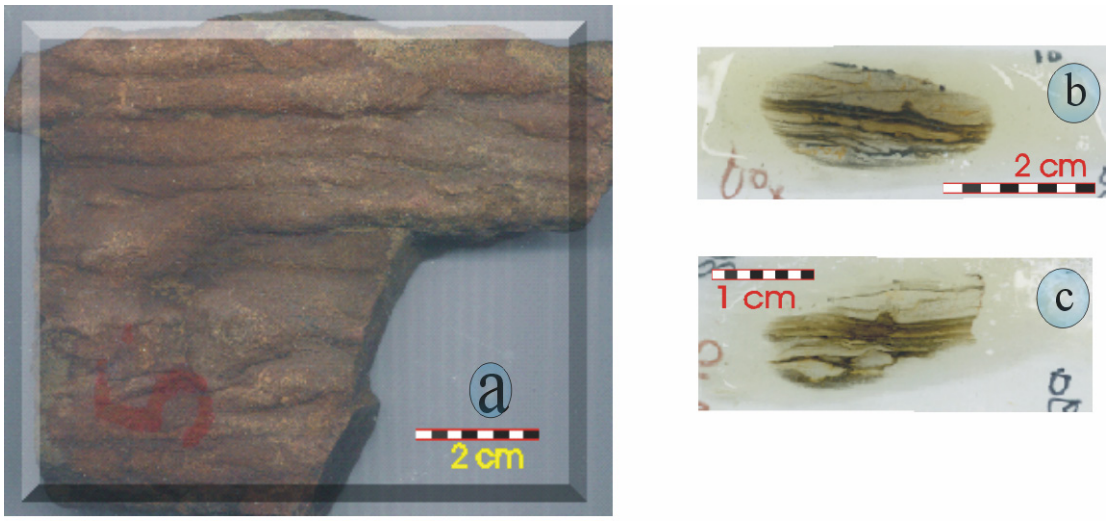
renkli siltli düzeylerinin (1-3 mm), düşük enerjili ortamın, düzensiz dağılımının neden olduğu litolojik değişimden kaynaklanan, çapraz lamina yapıları göstermektedir. Şisti karakterli şeylli düzeylerde, birincil klivaj gelişiminin yanı sıra iyi gelişmiş krenülasyon klivajları da yaygın olarak izlenmektedir. Bu düzeyin serizit ve mika minerallerince zengin olmasının yanı sıra, organik madde parçalanımının gerçekleştiği aneorobik bir ortamda oluştuğu bilinen glokonit minerallerini içerdiği de gözlenmektedir (Şekil 4-25). Yer yer bu seviyede şeyllerin bitümleştiği gözlenmektedir.



Şekil 4-25: Armutludere formasyonu silttaşların içerisindeki glokonit minerali.

Güzpınarı-Kapıkaya kesitinde Yeniçeri mahallesi (E14) doğusunda görüldüğü gibi alttaki şisti seviyeler yerini, formasyonun üst düzeylerini oluşturan açık yeşil, sarımsı yeşil, sarımsı boz renkli, orta-kalın tabakalı sittaşları ile yeşilimsi krem, sarımsı yeşil, açık yeşilimsi boz renkli, ince tabakalı (4-8 cm), yüzeyinde serizit ve biyotit pulcukları gözlenen silttaşı ve ince kumtaşı düzeylerine bırakmaktadır. Kalın silttaşı düzeyinin, oldukça iyi gelişmiş makaslama çatlaklı olduğu, kalın tabakalı olmasına karşın levhamsı kırılım gösterdiği ve kayaç bileşiminin kendi içinde siltli, killi düzeyleri arasında yük yapıları, su kaçma yapıları (Şekil 4.26 b, c) ve içsel paralel ve çapraz laminasyonlu küçük ölçekli dalga ripıllı seviyeler gözlenmektedir. Üstteki bu düzeyin silis içeriğinin fazlalığı nedeniyle kayaç yüzeyinde krem renkli likenlere

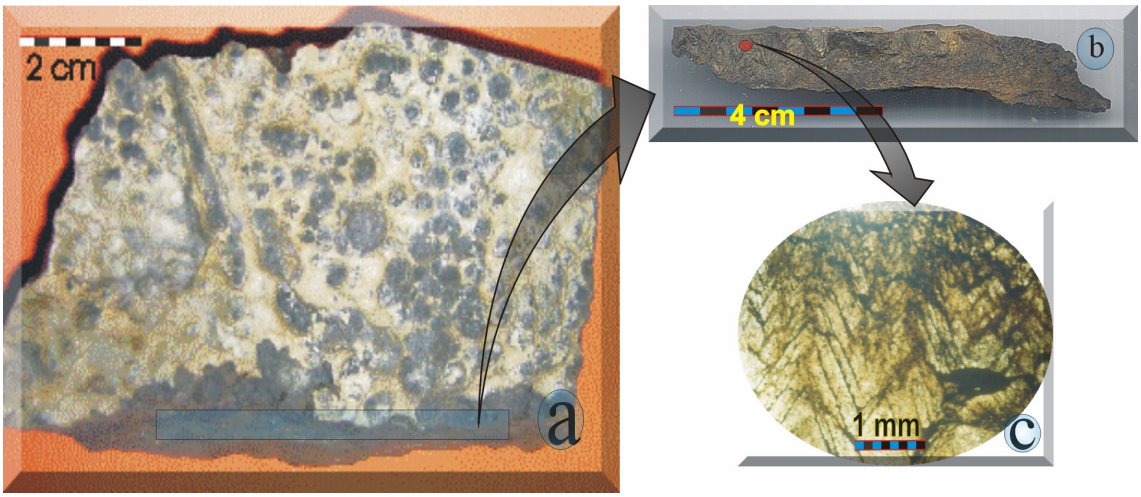
rastlanılmaktadır. Yer yer demirce zenginleşmenin görüldüğü bu düzeyde çatlakların spekülaritle kaplı olduğu izlenmektedir. Yer yer ince kumtaşı merceklerini de barındıran silttaşlarının çapı 2 cm den 50 cm' e ulaşan disk şekilli silisifiye yumrular, tabaka düzlemine paralel olarak yer almaktadır. Tabaka üst yüzeylerinde cone-in-cone (koni içinde koni) yapıları (Şekil 4.27 a,b,c) ve akıntı izleri ile canlı eşeleme izlerine sıkça rastlanılmakta olup formasyonun tanınmasında önemli kolaylık sağlamaktadır.



Şekil 4-26: Armutludere formasyonu üst düzeylerindeki sığ ortam ürünü akıntı izleri (a) ve silttaşı düzeylerinde izlenen alev yapılarının (b, c) görünümleri.

İnceleme alanında en geniş yüzlekler kaplayan Armutludere Formasyonun, file dokulu, yumrulu kireçtaşı-şeyl ardalanımı sunan Orta-Üst Kambriyen yaşlı Değirmentaş formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer aldığı gözlenmektedir. Bölgede Ordovisiyen döneminde ortamın giderek sığlaşmaya başladığı, tabandaki şeyle nazaran üste doğru silttaşı ve ince kumtaşı düzeylerini takiben Siluriyen'e, artan kırıntı boyuyla birlikte Halityaylası formasyonunun çakıllı kumlu düzeylerine uyumlu bir şekilde geçtiği gözlenmektedir.

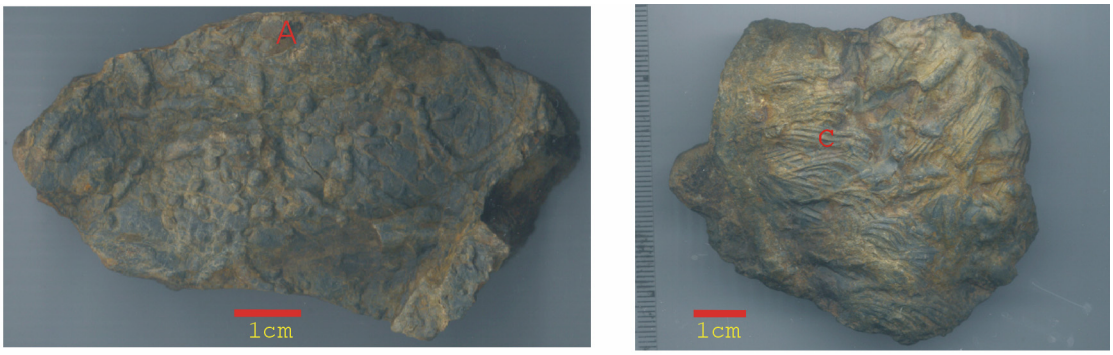
Armutludere formasyonunda Cystoidea, trilobit ve oldukça bol iz fosil saptanmıştır (*Paleophycus* isp., *Artrophycus tenius*, *Cruziana funcifera*, *Planolites Bergueria* isp.). İz fosillerin korunması sediment tipi, deniz tipi, deniz tabanının türü, enerji şartları, besin varlığı ve korunma potansiyeli gibi özelliklere bağlıdır (Seilacher, 1974). Morfolojik karakterlerin göz önüne alındığı iz fosil tanımlamasında 5 tip iz fosil tanımlanmıştır.



Şekil 4-27: Armutludere formasyonu silttaşlarında tabaka üst yüzeylerinde izlenen cone-in-cone yapıları a) el örneği görüntüsü b) el örneği kesit görünümü c) mikroskop görüntüsü.

İzlerden; *Palaeophycus* isp., *Planolites* isp., *Cruziana* isp., ikno cins mertebesinde olup, *Arthrophycus tenius*, *Cruziana funcifera* ise ikno tür seviyesindedir (Şekil 4-28a, b). İzlerden *Cruziana* isp., *C. funcifera* trilobitlerin beslenme izidir ve biyostratigrafik olarak Erken-Geç Ordovisiyen' in altını temsil ederler (Akdale. A.A., Bromley, R.G. & Pemberton, S.G., 1984). Tanımlanan iz fosiller ortamın oldukça sığ olduğunu göstermektedir.

Bölgede daha önce yapılan çalışmalarda M36 a1 paftasında Saimbeyli ilçesinin yaklaşık 5km güneyinde yer alan Kara tepe (G29) ve Kızılkaya sırtı (G30) mevkileri arasında Dean ve Monod (1990), Seydişehir formasyonu olarak adlandırdıkları Armutludere Formasyonun tabanındaki şeyli düzeylerde; *Paramegalaspis* sp, *Niobella* sp, *Orometopus* sp, *Taihunshania* cf. *miqueli*, gibi trilobit fosillerinin yanı sıra, gastropodlar ve çift kavkılı (bivalve) fosil parçaları saptamışlardır. Ayrıca Alt Ordovisiyen yaşlı trilobit (Özgül ve diğ. 1972; Dean ve Monod, 1990), ilkel brachiopoda (Özgül ve diğ. 1973) ve graptolit (Metin ve diğ. 1967) fosilleri bulunmuştur. Birim içerisinde şeylli düzeylerde saptanan *Diplograptus* sp. (Metin, 1984), *Didimograptus* sp. *Tetragraptus* sp. gibi graptolitler ve trilobit fosilleri formasyonun yaşının Ordovisiyen olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 4-28: Armutludere formasyonu tabaka üst yüzeylerinde gözlenen fosil izleri (A : *Artrophycus tenius*, C : *Cruziana funcifera*).

Ordovisiyen yaşlı Atmutludere formasyonu bütün Alp kuşağında izlendiği üzere alt seviyelerinden üste doğru ortamın gittikçe sığlaştığı bir şelf ortamı niteliği taşımaktadır. İnceleme alanında birimin silttaşı-şeyl düzeylerinde sıkça rastlanan kayma yapıları (slump yapıları) ortamın tektonik olarak hareketliliğini ortaya koymaktadır (Şekil 4-29). Birim içersinde tabaka üst düzeylerinde gözlenen canlı eşeleme izleri, akıntı-dalga izleri (flood-ripple marks) (Şekil 4-26a) ve yük kalıpları ile üst seviyelere doğru karadan türeyen kırıntı boyutundaki artış ve dalga ripıllarının gözükmesi ortamın sığlaştığının kanıtı olarak kabul edilebilir.



Şekil 4-29: Armutludere formasyonu orta düzeylerinde izlenen akma-kayma (slump) yapıları (Çorak köyü 350 metre doğusu).

Formasyonu oluşturan litoloji adlamaları Toros kuşağı içersinde en geniş yayılıma sahip olan Armutludere formasyonu, farklı araştırmacılarca değişik isimler adı altında incelenmiştir. Birim orta Toroslar'da Seydişehir formasyonu (Dean ve Monod, 1970), Güneydoğu Anadolu'da Sosink ve Bedinhan formasyonları (Ketin, 1966b) ve Amanos Dağlarında Mekersin formasyonu (Atan, 1969) ile benzer stratigrafi ve kaya türü özellikleri göstermektedir.

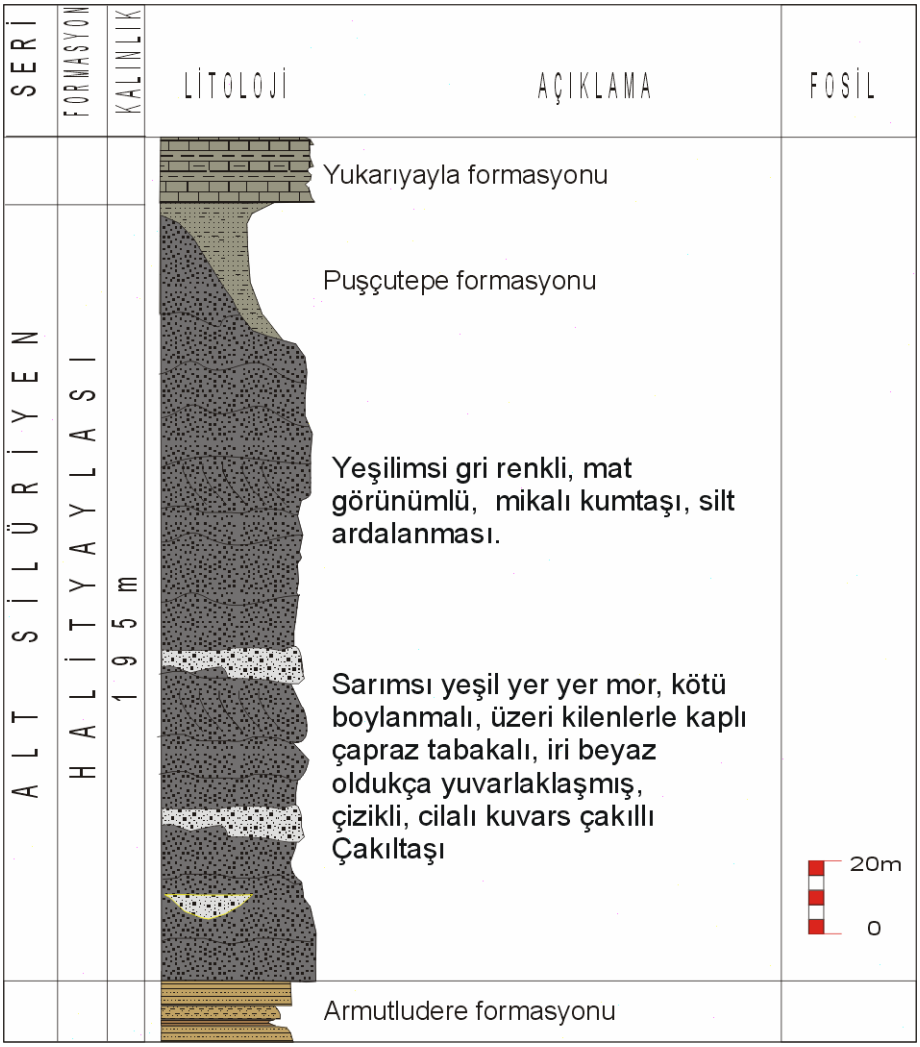
4.2.2.4 Halityaylası Formasyonu (Sh)

Çoğunlukla, kumtaşı ve çakıltaşlarından oluşan birim, inceleme alanında M36-a1 paftasında Saimbeyli vadisi boyunca batı yamaçta ve Kandilli vadisi boyunca doğu yamaçta yüzlekler sunmaktadır. M35-b2 paftasında ise, kuzeyde Kızılağaç köyün'den (B21) başlayıp paftanın güneybatı ucu olan Kızılyer köyü'ne (N14) değin, kesiksik bir uzanıma sahip olarak izlenmektedir. Birim Armutalan Fayının batısında, Çorak köyü (B16) civarından başlayıp, bölgeyi etkileyen kuzey-güney doğrultulu sıkışmanın doğurduğu kıvrım sistemi içerisinde Kapıkaya mahallesi'ne (G16) ve buradan da Bağdatlı köyü'ne (J9) kadar, haritada 'V' şekilli mostralar sunarak devam etmektedir (EK I). Formasyon, ilk olarak inceleme alanı kuzeyinde yer alan Tufanbeyli ilçesi civarındaki yüzeylemelerinde Demirtaşlı (1967) tarafından isimlendirilmiştir.

Halityayla formasyonun; inceleme alanında ilk defa bu çalışmada ortaya konmuş bulunan Damderesi-Kapıkaya kesitinde, Güzpınarı-Kapıkaya kesitinde, Kızılağaç ve Ayderesi yüzeylemelerinde tipik kesitlerini görebilmek mümkündür. Birimin,150 metre ile 195 metre arasında değişen kalınlıklar sunduğu tespit edilmiştir. Formasyon kalın, çok kalın, kötü tabakalanmalıdır ve yanal yönde değişimler göstermektedir.

Birim, klorit, serizit ve mikaca zengin bir matriks içerisinde iri kuvars, alkali feldspat ve çakmaktaşı çakıllarından oluşmaktadır. İstifin üst düzeylerine doğru çakıl boyutu azalarak, silt boyutuna ulaşan bir görünüm sunmaktadır (Şekil 4-30). Halityaylası formasyonu, içersindeki ortama göre oldukça iri (3-7 cm), cilalı, çizikli, iyi yuvarlak, dumansı beyaz, beyaz renklerdeki kuvars çakılları ile belirgin olup, sahada genellikle sarımsı yeşil ve yer yer de mor renklerde izlenmektedir. Kuvars çakıllarının yuvarlaklığı ikincil taşınmanın olduğunu göstermektedir. Çakıllı kumtaşlarının

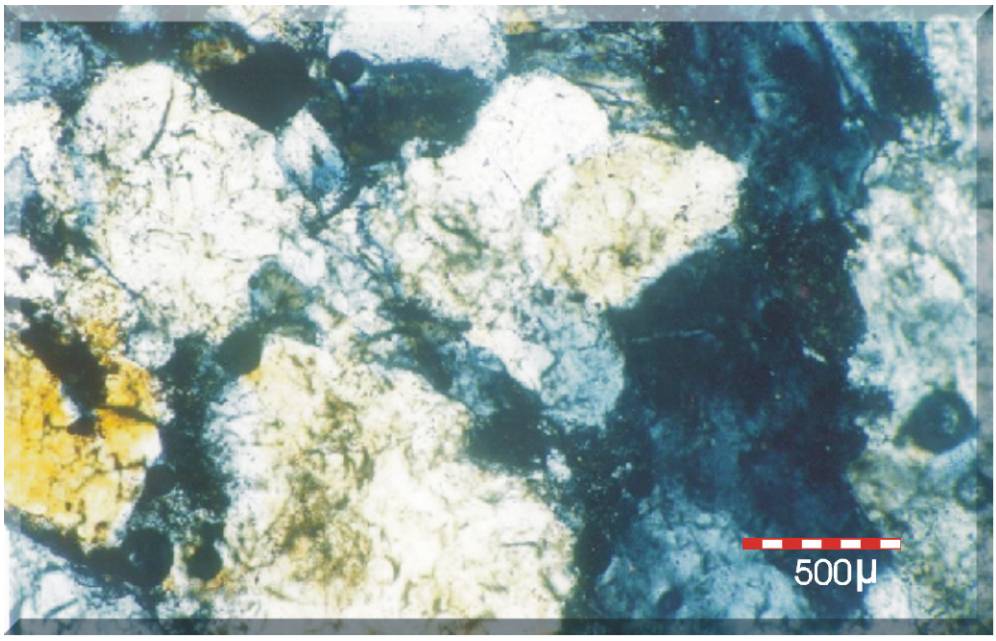
mineralojik olarak feldspat içerikleri dikkate alındığında subarkozik ve yer yer de kuvars kumtaşı karakterli oldukları söylenebilir. Kumtaşları içerisindeki kuvars minerallerinin çatlaklı yapısı, Armutludere formasyonunun siltli düzeylerindeki kuvarslarla karşılaştırıldığında birimin daha kırılgan bir davranış sergilediğini ortaya koymaktadır (Şekil 4-31). Halityaylası formasyonunun arazideki yüzlekleri, yüksek silis içeriği nedeniyle alt ve üstündeki birimlere nazaran çıkıntılı yüzeyler oluşturması ve likenlerle kaplı oluşu ile dikkat çekmektedir.



Şekil 4-30: Halityaylası formasyonu'nun ölçülmüş (Güzpınarı-Kapıkaya) stratigrafi kesiti.

Halityaylası formasyonu, Demirtaşlı (1967) ve Özgül ve diğ., (1972) tarafından, taban çakıltaşı olarak değerlendirilmiş ve Ordovisiyen yaşlı Armutludere formasyonu üzerinde diskondan olarak yer aldığı kabul edilmiştir. Yapılan incelemelerde açısal bir uyumsuzluğun bulunmamasının yanı sıra, formasyonun iri çakıllarının, devam eden

çökelmenin duraksamasından ziyade, ortamın sığlaşması ve kaynak alandaki duraysızlıktan ileri geldiği düşünülmektedir. Ayrıca, birim içerisinde Armutludere formasyonundan malzeme alındığına dair bir kırıntı dağılımı gözlenmemektedir.



Şekil 4-31: Alt Silüriyen yaşlı Halityaylası formasyonu kumtaşlarında, kuvars tanelerinin kırıklı yapısından görünüm.

Bölgede daha önce yapılan çalışmalarda da (Metin, 1983; Tutkun, 1984) birimin alt sınırının uyumlu olduğu ifade edilmiştir. Bozkaya (1995) da yaptığı incelemelerde Halityaylası formasyonu ile Armutludere formasyonu arasında uyumsuzluğu yansıtacak herhangi bir mineralojik ve illit kristalinite farklılığının bulunmadığını belirtmektedir. Halityaylası formasyonu üste doğru, azalan tane boyu ile birlikte derinleşen bir ortamda, Puşçutepe formasyonunun şeylli düzeylerine uyumlu bir geçiş göstermektedir. Bölgede yapılan incelemelerde birimin ayrıca, İncekarış tepe (D16) batı yamacında da görüldüğü gibi, arada Puşçutepe formasyonunun şeylli düzeyleri olmaksızın, Yukarıyayla formasyonunun Ortoceraslı kireçtaşları tarafından uyumlu bir şekilde üzerlendiği de gözlenmektedir. Bu haliyle birimin üst dokanağının yanal ve düşey geçişli olduğu söylenebilir.

Birim içerisinde taşınmış da olsa herhangi bir fosile rastlanılmamış olup, stratigrafik konumu itibariyle Ordovisiyen yaşlı Armutludere ve Alt Silüriyen yaşlı Puşçutepe formasyonu arasında yer alışı nedeniyle Alt Silüriyen yaşında olmalıdır. Özgül ve diğ.,

(1973) birim içerisinde, Post-Rudeniyen yaşlı, genellikle tek hücreli canlılar olan Arcitarchlar tespit etmişlerdir, Monod ve diğ. (2003) ise, Halevik dere formasyonu olarak isimlendirdikleri Halityaylası formasyonuna karşılık gelen çökelimin, makro ve mikro fosil içeriğine göre, oluşum yaşının Hirnantiyen olması gerekliliğini tespit etmişlerdir.

Halityaylası formasyonu, kırıntı boyutunun iriliği, ve boylanmasının kötülüğü itibariyle yüksek enerjili bir çökelimin ürünü olduğu çeşitli yazarlarca iddia edilmiştir. Özgül ve Kozlu (2002), birimin kütle akmaları yada buzul işlevli bir çökelimle oluşabileceğini belirtmekte, ancak kuvars çakıllarının çizikli ve parlatılmış oluşunun buzul işlevinin daha etkin olabileceği, ayrıca, formasyonun taban ve tavanı ile dereceli geçişe sahip olması nedeniyle de, kıtasal bir buzul işlevinden ziyade denizel bir ortamda yüzen buzul kütlelerinin erimesinden türeyen deniz tabanı yığışımı ürünleri olabileceğini belirtmektedirler. Monod ve diğ. (2003), Türkiye güneyi ve güneydoğusunu ele alan geniş kapsamlı çalışmalarında, Türkiye'nin Silüriyen buzul çökeliminin, Kuzey Afrika proksimal kıtasal buzul çökelimi ile Sardinya denizel buzul distal çökelimi arasında kalan, medyal buzul çökelim bölgesini oluşturduğunu ve kaynak alanın, bu dönemde tamamen buzul olan Arap-Nubian Kalkanı veya daha güneyi olduğunu belirtmektedirler. Bölgede yapılan incelemede, birim içerisindeki çakılların çizikli, parlatılmış yüzeyli oluşu; Çorak köyü doğusundaki mostrasında görüldüğü üzere tabaka yüzeyindeki çiziklenmeler (Şekil 4-32) ve çökelin silt, mil içeriğinin fazlalığı buzul işlevini ortaya koymaktadır. Armutludere formasyonunun tabanını oluşturan karbonatlı şeylli düzeylerin, Ordovisiyen sonunda karadan beslenen siltli düzeylere geçerek ortamın sığlaştığını ve Halityaylası formasyonunun denizaltı yelpazeleri (etek buzulu) şeklinde, aynı ortam içerisinde buzul-denizel (glacio-marine) çökelimi gerçekleştirdiği görülmektedir. Ayrıca birim içerisinde izlenen çapraz tabakalanma ve üste doğru derecelenme, buzulların deniz üstünde erimesi ve buzulun taşıdığı malzemenin deniz içerisine çökelmesinden ziyade litoral- sublitoral bir ortamın da Halityaylası formasyonu'nun çökelimin de etkin olduğunu ortaya koymaktadır. Formasyon kırıntılarının mineralojik bileşimi, malzemenin granitik ve metamorfik bir kaynak alandan beslendiğini ortaya koymaktadır.



Şekil 4-32: Halityaylası formasyonu'nun buzul kayma yüzeyi ve buzul çizikleri (Çorak köyü doğusu).

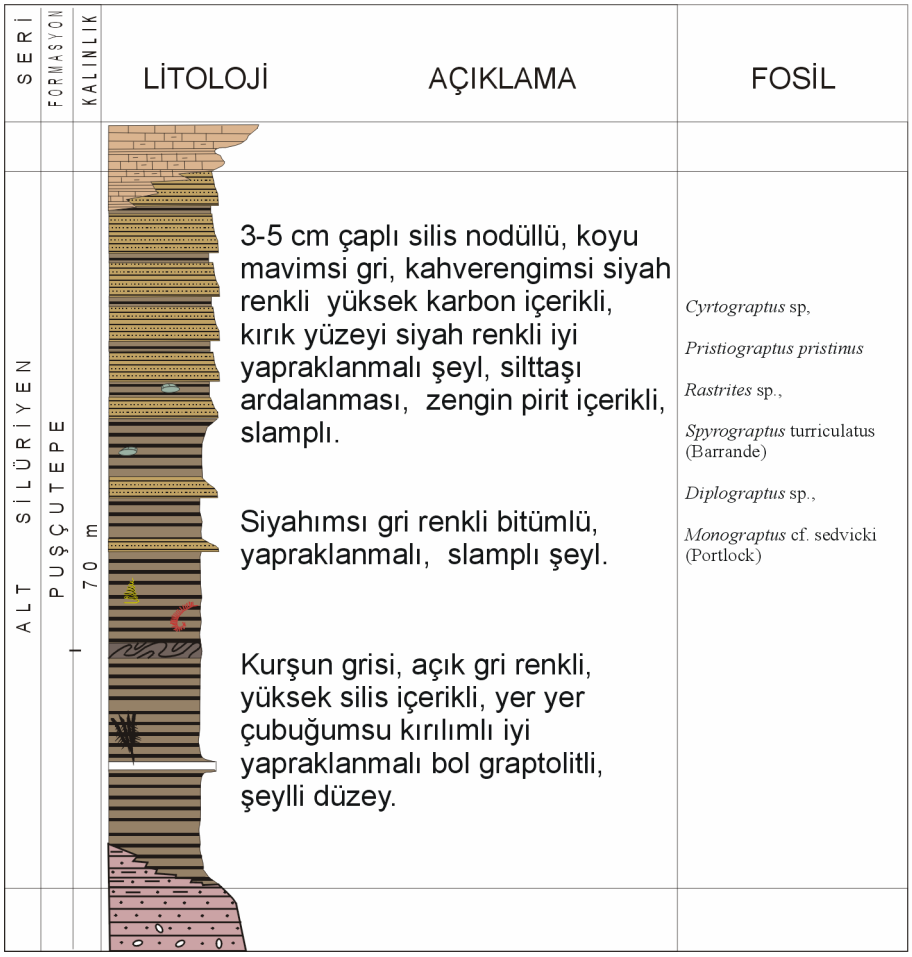
Halityaylası formasyonu, çalışılan sahada M35-b1 ve b2 paftalarında ilk defa bu çalışma ile ayrıntılı bir şekilde ortaya konmuştur. Birimin bölgedeki ayrıntılı haritalanması, bölgedeki çok fazlı tektonik deformasyon yapılarının ortaya konmasında önemli rol oynamıştır. Formasyonun Develi, Tufanbeyli (Metin, 1984) ve Kozan-Elmadağı' nda (Ayhan, 1988) mostraları mevcuttur. Monod ve diğ. (2003), Halevikdere formasyonu ismini verdikleri, Halityaylası formasyonu çökeliminin eşdeğeri olan Alt Silüriyen yaşlı denizel buzul çökeliminin, güney ve güney doğu Türkiye' de yaygın olarak izlendiğini belirtmektedirler.

4.2.2.5 Puşçutepe Formasyonu (Sp)

Formasyon adı ilk defa Demirtaşlı (1967) tarafından Puşçutepe şeyli şeklinde adlandırılmış olup, inceleme alanında Saimbeyli ve Kandilli vadileri boyunca ve Kızılyer köyü (N14), Çamkaşı tepe (J16) ve Kızılağaç köyü (B21) hattı ile Kurma dağ (B18) kuzeyinden başlayıp, Yaylapınarı köyü'ne (M8) uzanan bir hat boyunca düzenli mostralarına rastlanmaktadır (EK I).

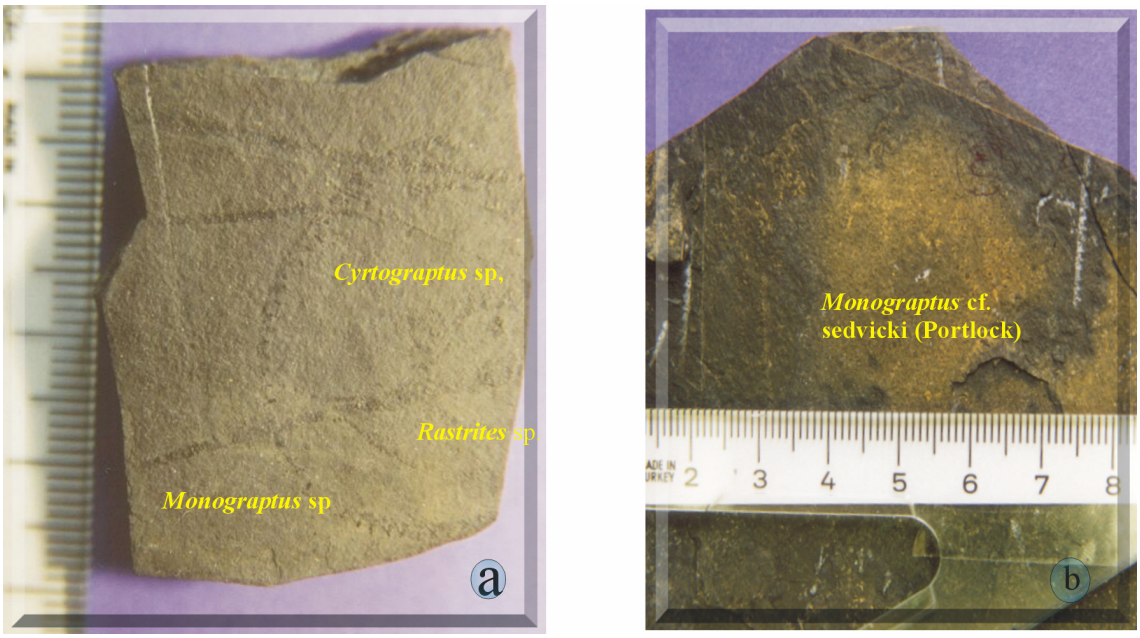
Siyah, siyahımsı gri ve kül renkli, oldukça bitümlü, laminalı şeylli düzeylerden oluşan Puşçutepe formasyonunun, Gürleşen köyü (K30) kuzeybatısında, Çamkaşı tepe (J16) güneyinde ve Kızılağaç köyü'nde (B21) tipik kesitleri mevcut olup, 20-70 metre

arasında değişen kalınlıklarda gözlenmektedir. Taban düzeylerinin silis oranı yüksek olup, çok iyi yapraklanmalıdır.

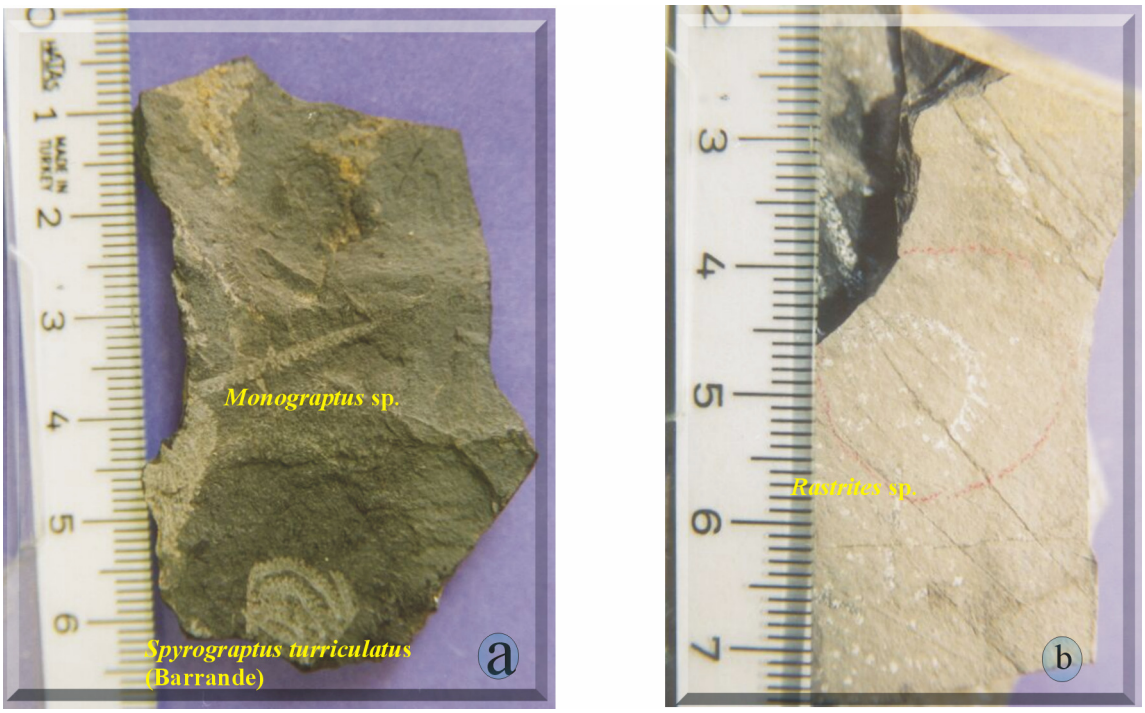


Şekil 4-33: Puşçutepe formasyonu'na ait ölçülnüş stratigrafi kesiti (Çamkaşı tepe güneyi).

Bu düzey bol graptolit kapsamı ile belirgindir. Kurşun grisi, kül rengi silisli şeylli düzeylerin üzerine karbon oranı yüksek siyahımsı gri renkli, yapraklanmalı, çubuğumsu kırıklı şeyller ve bunun da üstüne yeşilimsi gri renkli siltli şeyl düzeyleri gelmektedir. Şeyllerin genelde grimsi beyaz dış yüzey rengine karşın, taze kırık yüzeyi siyah renkli olan, karbonlu bir çimento içerisinde, kil, mil boyu kuvars kırıntılarından oluştuğu gözlenmektedir. Yüksek orandaki organik madde içeriği kayaca kömür görüntüsü vermektedir. Birim içerisinde pirit zenginleşmeleri gözlenmekte, yer yer de kükürt sıvamalarına rastlanmaktadır. Tabaka kalınlıkları çok ince olup en fazla 5-6 cm civarındadır. Nadiren akma-kayma (slump) yapıları da bulunmaktadır.



Şekil 4-34: Puşçutepe formasyonu'nda gözlenen a : *Monograptus* sp., *Cyrtograptus* sp., *Rastrites* sp., b: *Monograptus* cf. *sedvicki* (Portlock) fosilleri.



Şekil 4-35: Puşçutepe formasyonu'nda gözlenen a : *Monograptus* sp. ve *Spyrograptus turriculatus* (Barrande), b: *Rastrites* sp. fosilleri.

Plastik davranışlı şeylli düzeyler içerisinde, tabaka düzlemlerine uyumlu bir şekilde yerleşmiş bulunan silisçe zengin tüp şekilli, simetrik göz yapılarını görebilmek mümkündür.

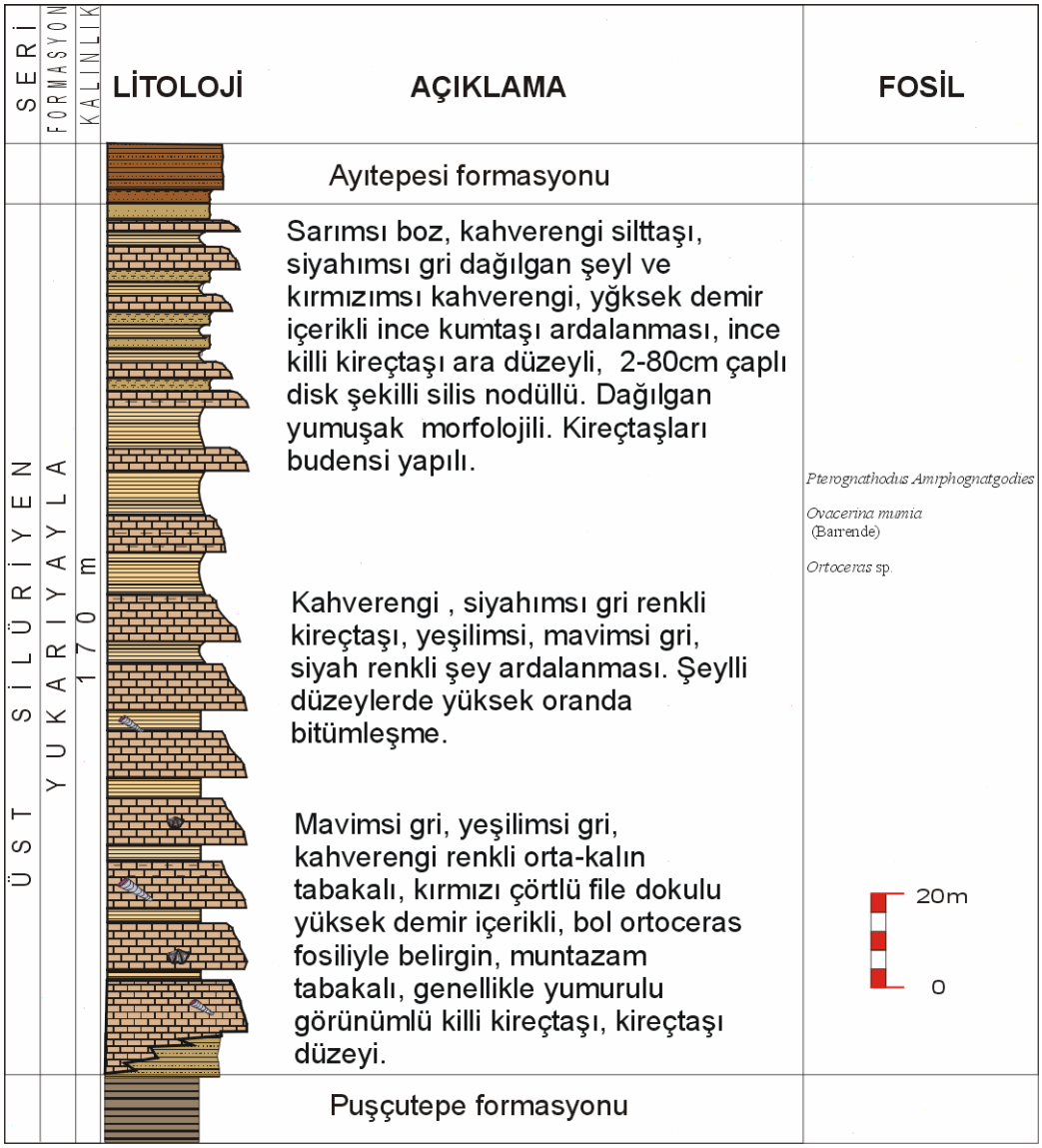
Puşçutepe formasyonu, altta Halityayla formasyonu, üstte Yukarıyayla formasyonu ile uyumlu bir ilişkiye sahiptir. Birim taban düzeylerinde, yarılım düzlemleri boyunca oldukça bol graptolit fosilleri saptanmış olup, bunlar çoğunlukla monograptus türü graptolitlerdir. Yapılan tayinlerde *Cyrtograptus* sp, *Pristiograptus pristinus* (Turriculatus Zonu-Orta Landoveriyen), *Rastrites* sp., *Spyrograptus* (*monograptus*) *turriculatus* (Barrande) (Aoroniyen-Telikiyen sınırı), *Diplograptus* sp., *Monograptus* cf. *sedvicki* (Portlock) (Aeronian), fosilleri tespit edilmiştir (Şekil 4-34, 35 a ve b). Fosil içeriğine göre birimin yaşı Alt Silüriyen'dir.

Ordovisiyen sonu Silüriyen başlarında bölgede etkin olan buzul ortam koşullarının değişimi ve eriyen buzulların deniz derinliğini arttırdığı görülmektedir. Bunu takiben, ilerleyen deniz ortamında gelişen Puşçutepe formasyonu, bol organik madde içeriği itibariyle indirgen koşulların hüküm sürdüğü, oldukça sakin ve hareketsiz, kapalı ve derin bir çökelme ortamını karakterize etmektedir. Aneorobik ortam koşulları diyajenez sırasında formasyon içindeki piritlerin oluşumunu sağlamıştır.

Birim, Sarız, Tufanbeyli, Feke, Develi (Metin, 1984, Özgül ve diğ, 1973) ve Kozan'da da (Ayhan, 1988) aynı litolojilerle izlenmektedir. Ayrıca Orta Toroslar'da Silifke, Amanoslar ve Anamur bölgesinde (Yalçınlar 1973; Önalan, 1986b; Demirtaşlı, 1967), Güneydoğu Anadolu'da (Dean ve Monod, 1990) Puşçutepe formasyonu'nun eşleniği olarak kabul edilen kayalar mostra vermektedir.

4.2.2.6 Yukarıyayla Formasyonu (Sy)

Formasyon ismi Demirtaşlı (1967) dan alınmış olup, genellikle kuzey-güney yada kuzeydoğu güneybatı doğrultulu hatlar boyunca izlenen birimin, Alibey kayası (I28) doğusunda, Kandilli vadisinde, Kızılyer köyü (N14), Çamkaşı tepe (J16) ve Kızılağaç köyü (B21) hattında ve Kurmadağ kuzeyinden başlayıp, Bağdatlı köyüne (J19) kadar devam eden hatta mostraları mevcuttur.



Şekil 4-36: Yukarıyayla formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Kızılyer köyü).

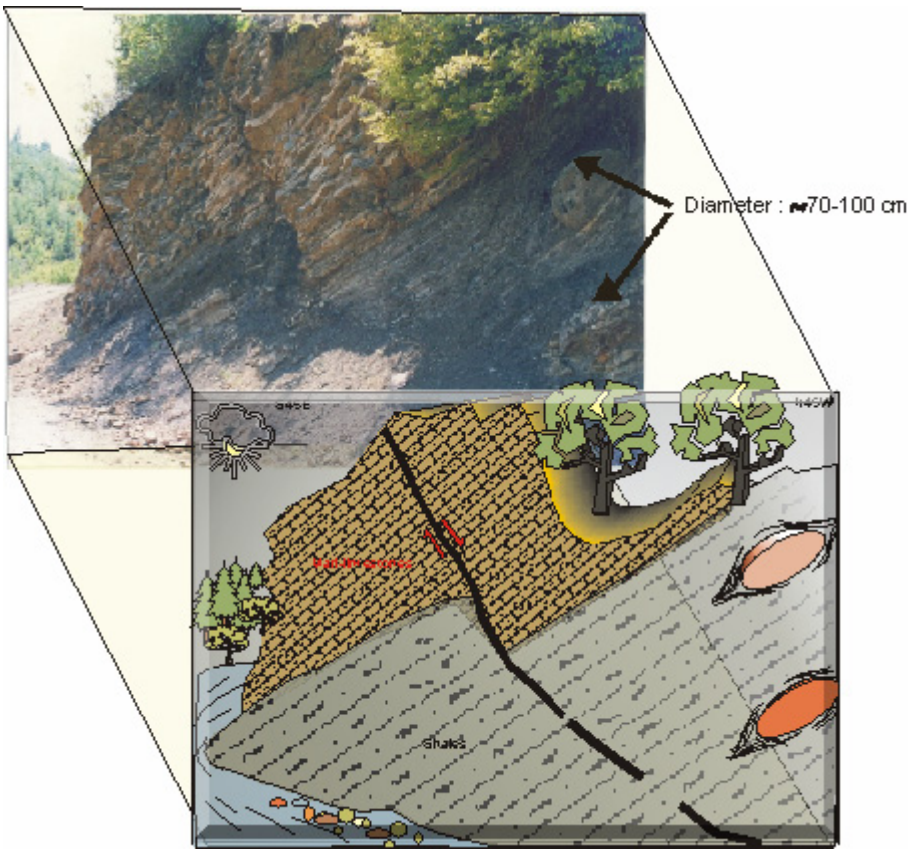
Yukarıyayla formasyonu, Kızılyer köyü, Çamkaşı tepe ve Kurmadağı kuzeyinde tip kesit ölçümüne uygun mostralar sunmaktadır. Birimin kalınlığı, Kurmadağında 210 metre, Kızılyer köyünde 170 metre, Çamkaşında, 90 metre olarak ölçülmüştür (Şekil 4-36). Birimin, Kandilli vadisi, Saimbeyli vadisi batı yamacı ve Bağdatlı köylerinde kıvrımlı ve faylı yapısı itibariyle geniş mostralar verdiği gözlenmektedir.

Yumrulu kireçtaşı, şeyl ardalanımından oluşan Yukarıyayla formasyonu'nda kireçtaşları; genellikle gri, mavimsi, yeşilimsi gri renkli olup demir içeriğinin yüksek oluşu nedeniyle ayrışma rengi koyu kahve renklidir. Formasyonun taban düzeyleri, yumrulu görünümü veren, kırmızı renkli çört ağı ile file dokulu olarak sahada

kolaylıkla tanınmaktadır. Birim tabanda 30-60 cm kalınlıklı kireçtaşları ile ince şeyl ardalanımı şeklinde başlamaktadır. Şeylli düzeyler üste doğru artmakta, kireçtaşı tabaka kalınlıkları azalmaktadır.

En üstte; şeyl, silttaşı yer yer kumtaşı ve çok ince kireçtaşı ardalanımlı, yüksek oranda lateritleşmiş, dağılgan düzey yer almaktadır. Birim içerisinde fosil boşluklarında yer yer ikincil kalsit gelişimleri gözlenmektedir. Bağdatlı köyü güneyinde, formasyonun üst seviyelerinde, iyi kristalli jips minerali oluşumları tespit edilmiştir.

Yukarıyayla formasyonu bölge genelinde, diğer Silüriyen oluşuklarında olduğu gibi, ilk defa bu çalışma ile haritalanmıştır. Formasyonun silttaşı-şeyl ardalanımlı düzeylerinde, tabakalanmaya uyumlu, çapı 2 cm den başlayıp 80 cm ye ulaşan, disk şekilli silis nodullerine rastlanmaktadır (Şekil 4-37). Şeylli düzeylerde yer yer bitümce zenginleşmiş zonlar da bulunmaktadır.



Şekil 4-37: Yukarıyayla formasyonu silttaşı-şeyl düzeylerinde sıkça rastlanan disk şekilli silis nodülleri.

Yukarıyayla formasyonu; altta Puşçutepe formasyonun siyah renkli bitümlü şeyleri ve yer yer de doğrudan Halityaylası formasyonunun kırıntılı birimleri üzerinde uyumlu bir ilişkiye sahiptir. Birim üstte doğru sığlaşan bir ortamda, artan kırıntı boyu ile birlikte, Ayıtepesi formasyonunun siltli, kumlu düzeyleri tarafından uyumlu bir şekilde üzerlenmektedir.

Formasyon içerisinde oldukça bol ortoceras, brachiopoda ve mercan fosilleri gözlenmektedir (Şekil 4-38). Birimin yaşı önceleri (Demirtaşlı, 1967, Özgül ve diğ, 1973) Üst Silüriyen-Alt Devoniyen olarak kabul edilmiş, Dean ve Monod (1990) Yukarıyayla formasyonunun taban düzeylerini oluşturan ortoceraslı kireçtaşı düzeyinden derledikleri fosillere dayanarak, Geç Aeroniyen; Göncüoğlu ve Kozur (1999) saptadıkları *Pterognathodus Amrphognatgodies* zonu konodontlarına göre Geç Landoveriyen-Erken Wenlock yaşını benimsemişlerdir. Metin (1982) ise, İnceleme alanının kuzeyinde yaptığı çalışmasında *Ovacerina mumia* (Barrende) türü ortoceras fosiline dayanarak Yukarıyayla formasyonunun Üst Silüriyen yaşında olduğunu saptamıştır.



Şekil 4-38: Yukarıyayla formasyonu'nda değişik boyutlarda ve oldukça bol gözlenen *Ortoceras* sp.

Kireçtaşı, şeyl ardalanımından oluşan birimin, üst seviyelere doğru kırıntı boyundaki artış ve dikine biyotürbasyon yapılarının varlığı, jips gelişimi, formasyonun üzerinde uyumlu olarak yer alan Ayıtepesi formasyonun dalga etkili, sığ denizel ortam

koşullarını yansıtması; formasyonun üste doğru gittikçe sığlaşan, sıcak iklimli, yüksek enerjili bir şelf ortamında oluştuğunu göstermektedir.

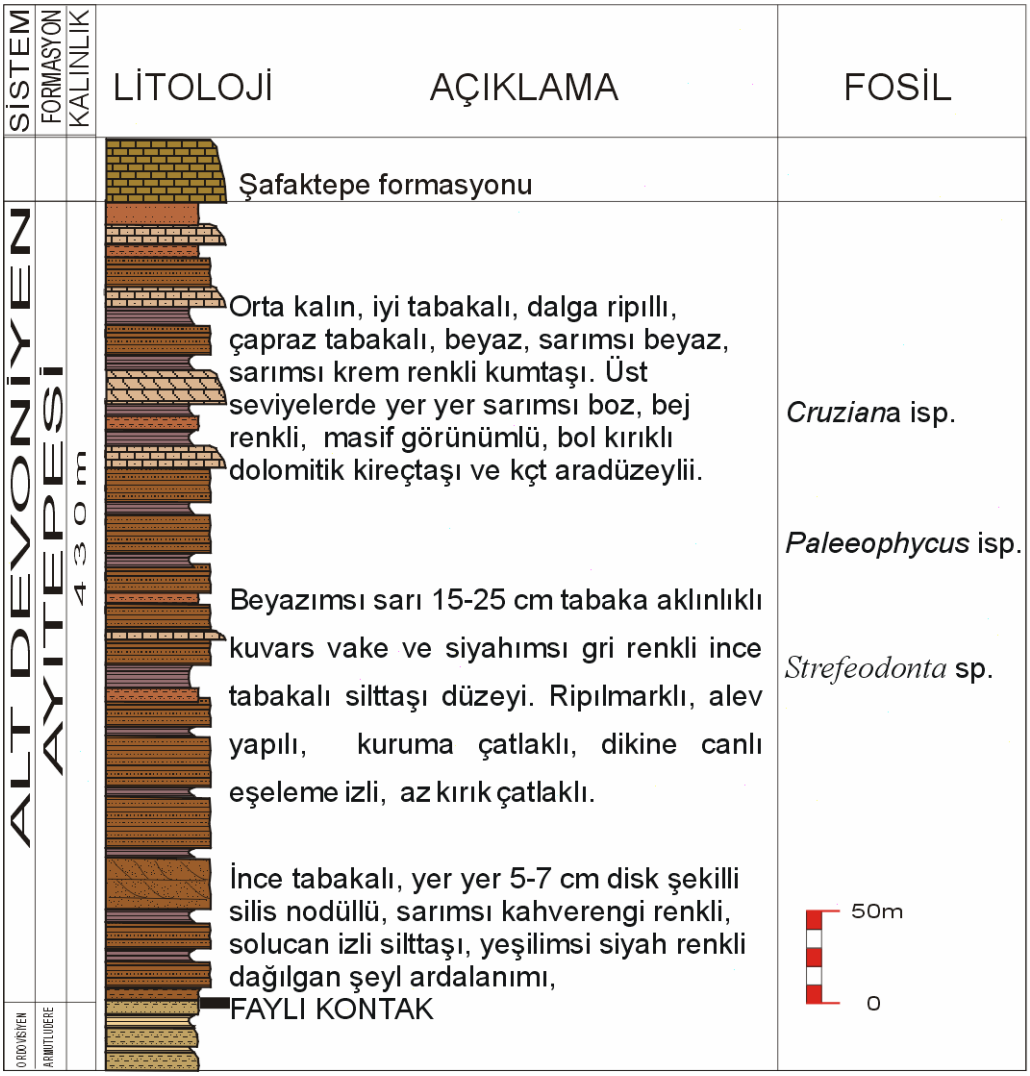
İnceleme alanı dışında eş zamanlı ve benzer litolojik karakterli kayaç oluşumları, Sarız güneyinde (Özgül ve diğ, 1973), Tufanbeyli dolaylarında (Metin ve diğ, 1982), Kozan ve Feke de (Ayhan, 1988), Ovacık ta (Dean ve Monod, 1990), Silifke-Anamur ve Güneydoğu Anadolu' da (Perinçek ve diğ., 1991) da izlenebilmektedir.

4.2.2.7 Ayıtepesi Formasyonu (Da)

Devoniyen çökelimi, kumtaşı, şeyl, silttaşı ardalanımı şeklinde devam eden kırıntılı bir istifle başlamaktadır. İnceleme alanında geniş yayılıma sahip olan birim daha önce, Demirtaşlı (1967) tarafından tespit edilmiş ve Ayıtepesi formasyonu olarak adlandırılmıştır. En geniş yayılımı Kandilli vadisi'nde gözlenen formasyonun ayrıca, Kızılağaç köyü (B21) nden başlayıp, güneybatı yönünde kesiksiz bir uzanımla Kızılyer köyü (N14) ne kadar devam eden bir hat boyunca ve Kurmadağ (B18) kuzeyinden başlayıp, kıvrımlar yaparak, İncekarış tepe (D16) ye, buradan da Kapıkaya mahallesi (G16) nden, Kızıl Fayın'a uzanan bir hat boyunca, bölgede izlenmektedir. Bu uzun hatların dışında, Gürleşen köyü (K30) batısında, Hüseyinbelen mahallesi (M28) doğusunda, Feke dağı (N16) güneydoğusunda ve Gürümze köyü (B5) civarında, devamlılığı ve kapladığı yüzey alanları daha sınırlı olan, genellikle faylı mostraları bulunmaktadır. İnceleme alanında, birimin Armutalan Fayı'nın her iki yanındaki uzanımı, ilk defa bu çalışmada ortaya konmuş olup (EK I), Kandilli vadisi boyunca gözlenen mostralarının detaylı haritalaması yapılmıştır.

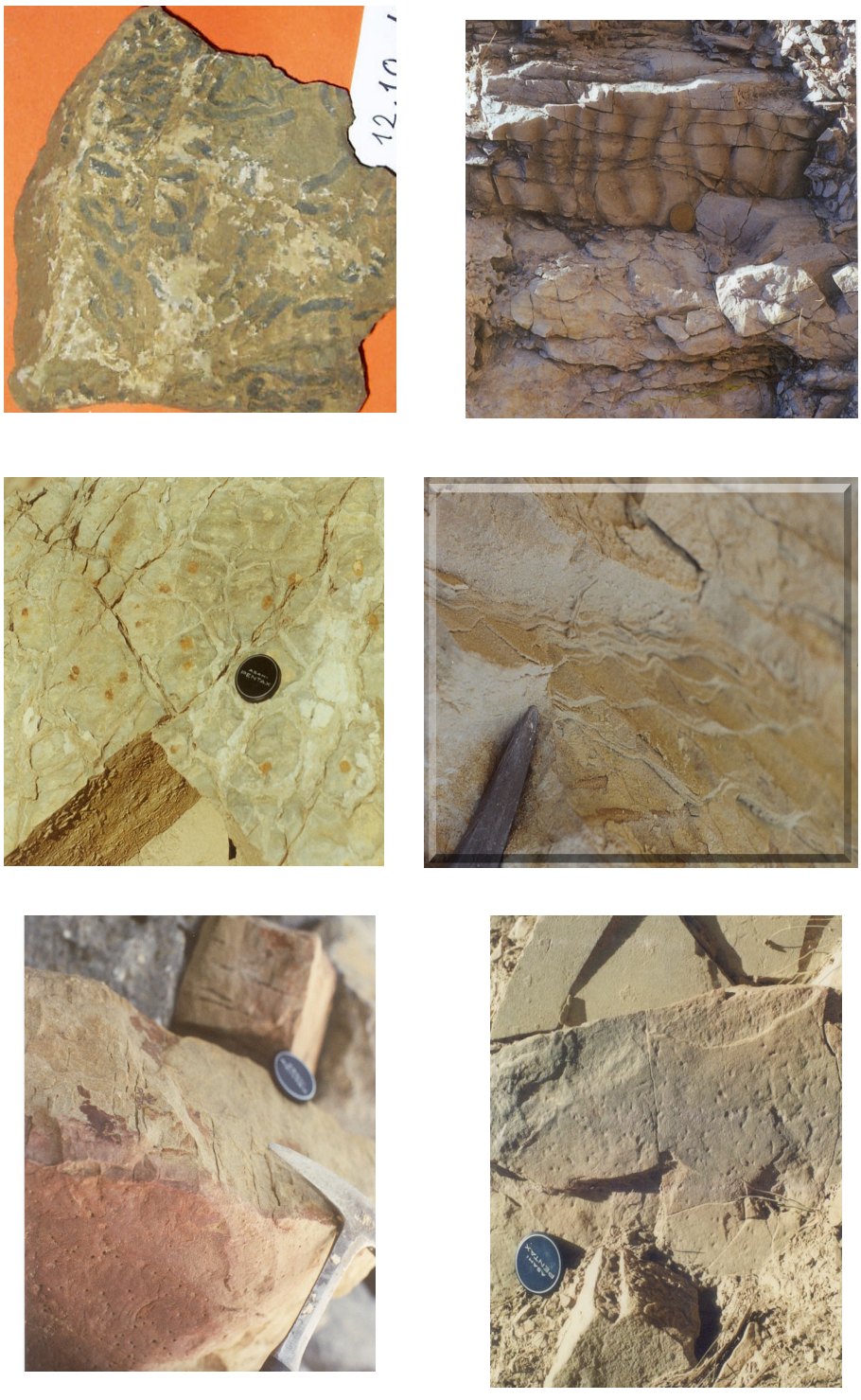
Kurmadağı ve Damderesi'nde iyi kesitler verdiği gözlenen birim, Cıvıklı köyü-Tırtat mevkii arasındaki mostrasında, doğudan Cumhurlu Fayı ile sınırlandırılmasına karşın, 450 metrelik kalınlıkla, bölgedeki en kalın düzeyini oluşturmaktadır. Formasyon, Kurmadağında 208 metre (Şekil 4-39), Damderesi-Kapıkaya kesitinde ise 95 metre kalınlık sunmaktadır.

Genellikle orta, kalın iyi tabakalı kumtaşlarından oluşan Ayıtepesi formasyonu, kahverengimsi sarı renkli olup taban seviyelerindeki siyah renkli solucan izli düzey (vermikular fasiyes) birimin ayırtman özelliklerinden biridir (Şekil 4-40 a).



Şekil 4-39: Ayıtepesi formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Cıvıklı köyü-Tırtat mevkii)

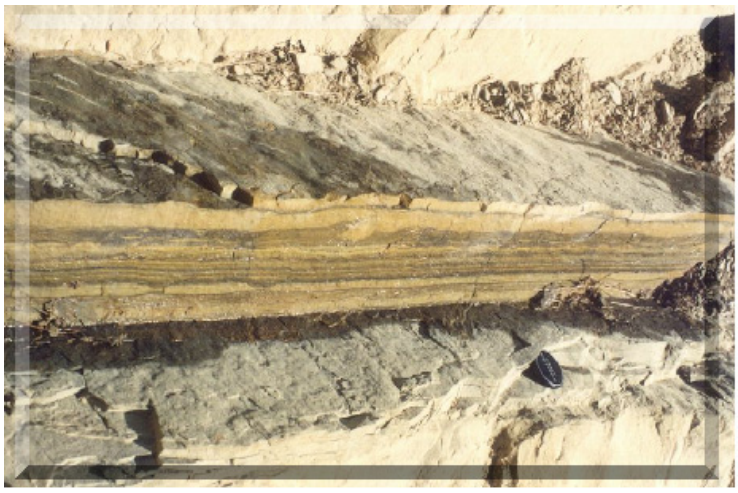
Kumtaşları, yeşilimsi gri renkli, ince silttaşı ve şeylerle ardalanmalı olup, tabaka sınırlarındaki yük yapıları, birim içerisinde sıkça gözlenen sedimentolojik yapılar arasındadır (Şekil 4-41). Kumtaşları genellikle kuvars bileşimli (%70) olup az miktarda feldspat (%15), mika, klorit, turmalin mineralleri ihtiva etmektedir. Kuvars tanelerinin oldukça yuvarlaklaşmış olduğu ve genellikle karbonat tutturucu ile çimentolandıkları gözlenmektedir. Birim, Çarıkbeleni tepe'de, taban seviyelerine yakın kesimlerinde dolomitik düzeyler ihtiva etmektedir. Kumtaşı tabakalarının üst yüzeylerinde çok iyi gelişmiş asimetrik ripılların yanı sıra teknemsi ve balık kılçığı çapraz tabakalar ve yer yer de killi seviyelerinde, kuruma çatlaklarına rastlanmaktadır (Şekil 4- 40c).



Şekil 4-40: Ayıtepesi formasyonu'nda kumtaşı tabakalarında gözlenen a) solucan izleri b) Dalga kırışıkları c) kuruma çatlakları d) dalga kırışıkları e) dikine canlı eşeleme izleri f) yağmur izleri.

Ayıtepesi formasyonu, altta Yukarıyayla formasyonu ile yanal ve düşey geçişli; üstte ise Şafaktepe formasyonu ile keskin dokanaklı uyumlu bir ilişkiye sahiptir. Birim fosil bakımından fakir olup yapılan incelemelerde, taban düzeyine yakın kesimlerde tabaka yüzeylerinde *Cruziana* isp. ve *Paleophycus* isp. iz fosilleri tespit edilmiştir. Formasyon; şeylli ve karbonatlı düzeylerinde tespit edilmiş brachiopoda (*Strefeodonta* sp.), mercan, krinoit, trilobit fosilleri (Özgül ve diğ, 1973, Metin, 1984) ve stratigrafik konumu itibariyle Alt Devoniyen yaşındadır.

Birimin litolojik karakteri, içerdiği sedimentolojik yapılar, dikine canlı eşeleme izleri (Şekil 4-40 e), taban ve tavan düzeyi dikkate alındığında, Ayıtepesi formasyonunun, dalga etkili, sığ, yüksek enerjili, litoral-sublitoral ortamda oluştuğu, istifin üst düzeylerine doğru kimyasal çökelimin egemen hale geldiği ve daha derin ortama geçtiği gözlenmektedir.



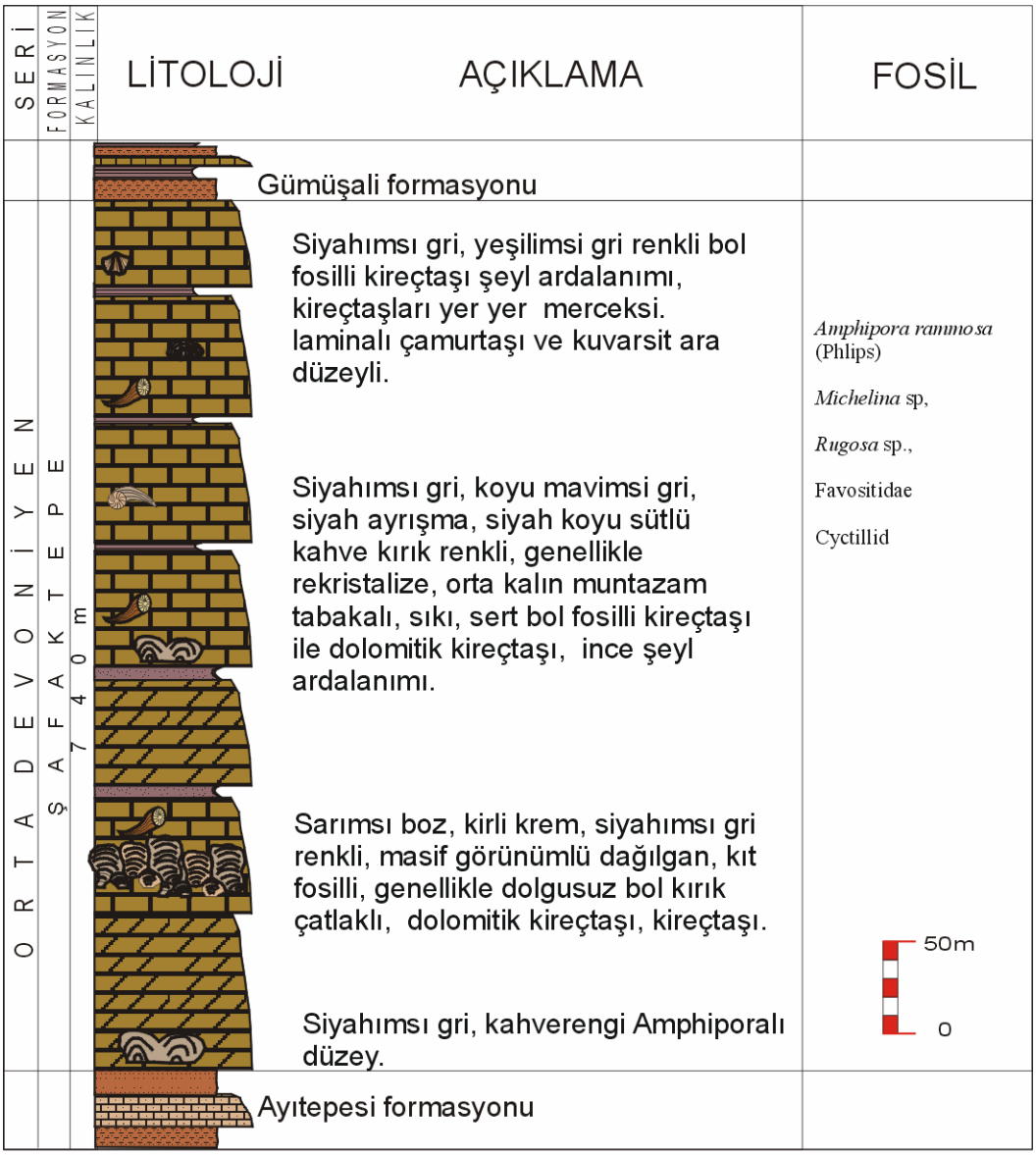
Şekil 4-41: Ayıtepesi formsyonu'nda tabaka sınırlarında gözlenen alev yapıları (flame structure).

Ayıtepesi formasyonu inceleme alanı dışında, Torosların değişik kesimlerinde benzer litolojik ve ortamsal karakter sunan mostralar şeklinde izlenebilmektedir. Blumenthal (1947) Belemedik penceresinde, Abdüsselamoğlu (1958) Göksu ırmağı doğusunda, Ayhan (1988) Kozan'da, Metin (1984) Develi ve Tufanbeyli'de birimin eşleniği olan mostraları tespit etmişlerdir.

4.2.2.8 Şafaktepe Formasyonu (Dş)

İnceleme alanındaki en geniş yayılıma sahip formasyonlardan biri olan Şafaktepe formasyonu (Şekil 4-42), Demirtaşlı (1967) tarafından adlandırılmış olup, bol stramatoporoidli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birim inceleme alanının kuzeydoğusunda Yassı tepe (A33) de, Permiyen kayaları üzerinde faylı, Saimbeyli vadisi doğu yamacında, Gürleşen köyü (K30) ne değin devrik ve faylı olmak üzere, Hüseyinbelen mahallesi (M28) ve Tülü köyü (M29) civarında, Kandilli vadisi batı yamacında, Haçbel mevki (E21) ile Feke dağı (N16) uzanımında, Kurma dağ (B18) , Gavuroluğu tepe (E16) ve Dülelli köyü (N12) ile Kise mahallesi (L14) arasında ve inceleme alanının Kuzeybatı köşesini oluşturan Sarıkaya mevkiin (A3) de geniş mostralar sunmaktadır (EK I).

Birim özellikle taban seviyelerinde stromatoporoidli kireçtaşları (Şekil 4-43) ile belirgin olup, bunlardan Amphipora fosilinin yeraldığı düzey karakteristiktir. Tabanda daha ziyade dolomitik karakterli karbonatlarla başlayan istif, üste doğru kireçtaşı seviyelerine geçmekte, arada şeylli ve özellikle kuvarsitik düzeylerle ardalanmalı bir şekilde izlenmektedir. Tabandaki dolomitik kireçtaşları, sarımsı boz, siyahımsı gri renkli olup, dağılgan masif görünümlü, kıt fosilli bol kırık çatlaklı, kalsit dolgulu, tabakalar; siyahımsı gri, siyahımsı krem ayrışma yüzey renkli, açık kahve kırık yüzey renkli, rekristalize, muntazam tabakalı, sıkı, sert, köşeli kırıklı kireçtaşı düzeyi ile takip edilmektedir. Bu düzeyin üzerine mavimsi krem renkli bol kalsit dolgulu, kırık yüzeyi, eflatunumsu gri renkli, ortalama 5 cm tabaka kalınlıklı dolomitik kireçtaşı, yeşilimsi, mavimsi gri renkli, sıkışık, levhamsı, dağılgan, tabanı keskin, üste doğru artan karbonat oranıyla birlikte geçişli, kuvars, feldspat ve mika tanelerinden oluşan 15 cm kalınlıkta, tabakalı kumtaşı ara düzeyi; sarımsı boz, siyahımsı gri renkli oldukça sağlam, kırık çatlaklı, yer yer merceksi kireçtaşı ile laminalı çamuştaşı ardalanımı; kalınlığı 4 metreye ulaşan, bol fosilli siyahımsı gri-yeşilimsi gri renkli kireçtaşı, ince şeyl ardalanımı ve daha üstte siyahımsı, yeşilimsi gri renkli, tabaka kalınlığı ortalama 10 cm civarında olan, laminalı silttaşı, şeyl ile ortalama 30-50 cm tabaka kalınlıklı bol brakypod ve mercan fosilli siyahımsı gri, boz renkli rekristalize kireçtaşı düzeyi şeklinde sahada izlenmektedir. Birim üst seviyelere doğru yumrulu görünüm kazanmaktadır.



Şekil 4-42: Şafaktepe formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Kumadağı kuzey yamacı).

Formasyonun inceleme alanında çok iyi kesit veren mostraları bulunmaktadır. Bunlardan, Tırtat-Çürükler kesitinde 795 metre, Damderesi-Çamkaşı kesitinde 845 metre, Kurma dağı'nda 740 metre kalınlıklar ölçülmüştür. Bölgede gözlenen diğer mostralarının faylı ve kıvrımlı oluşu, yer yer çok dar ve bazen de geniş yüzlekler vermesine neden olmaktadır. Şafaktepe formasyonu, tektonizmanın etkin hissedildiği birimlerden biridir. Kireçtaşlarının bol kırık ve çatlaklı yapısının yanı sıra, birim içerisinde progresif deformasyonun izlerini yansıtan; kalsit dolgulardaki ikincil

yönelim yapıları gözlenmektedir. Dayanımı nedeniyle bölgede sarp alanları oluşturan birim, yer yer yüksek oranda demir içeriği ile dikkat çekmektedir. İnceleme alanı kuzeyinde birimin üst düzeylerinde, Kıskaçlı köyü kuzeydoğusu (Bozkaya, 1995) ve Mirzaağa köyü civarında (Özgül, 1973) mercek şekilli barit oluşumları tespit edilmiştir.



Şekil 4-43: Şafaktepe formasyonu kireçtaşlarında gözlenen stratomatoporoid yapısı.

Formasyonun alt sınırı Ayıtepesi formasyonu ile uyumlu olup, üstte Gümüşali formasyonunun kırıntılı karbonatlı birimleri ile yine uyumlu bir şekilde üzerlenmektedir. Kandilli vadisi batısında da görüldüğü gibi, birim yer yer Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonu ile açılı uyumsuzlukla da üzerlenebilmektedir.

Şafaktepe formasyonu bol Amphipora, brachiopoda ve mercan fosili kapsamıyla dikkat çekmektedir. Birim içerisinde *Amphipora ramosa* (Phlips) ve *Michelina* sp, *Rugosa* sp., Favositidae ve Cyctillid fosilleri saptanmıştır. Tespit edilen fosillere göre birimin yaşı Orta Devoniyen dir.

Biyostromal karakterli kireçtaşlarının hakim olduğu Şafaktepe formasyonu, kırıntılı arakatkıları da dikkate alındığında sıcak, dalga enerjisinin yüksek olduğu, resifal bir ortamda çökelmiş olmalıdır.

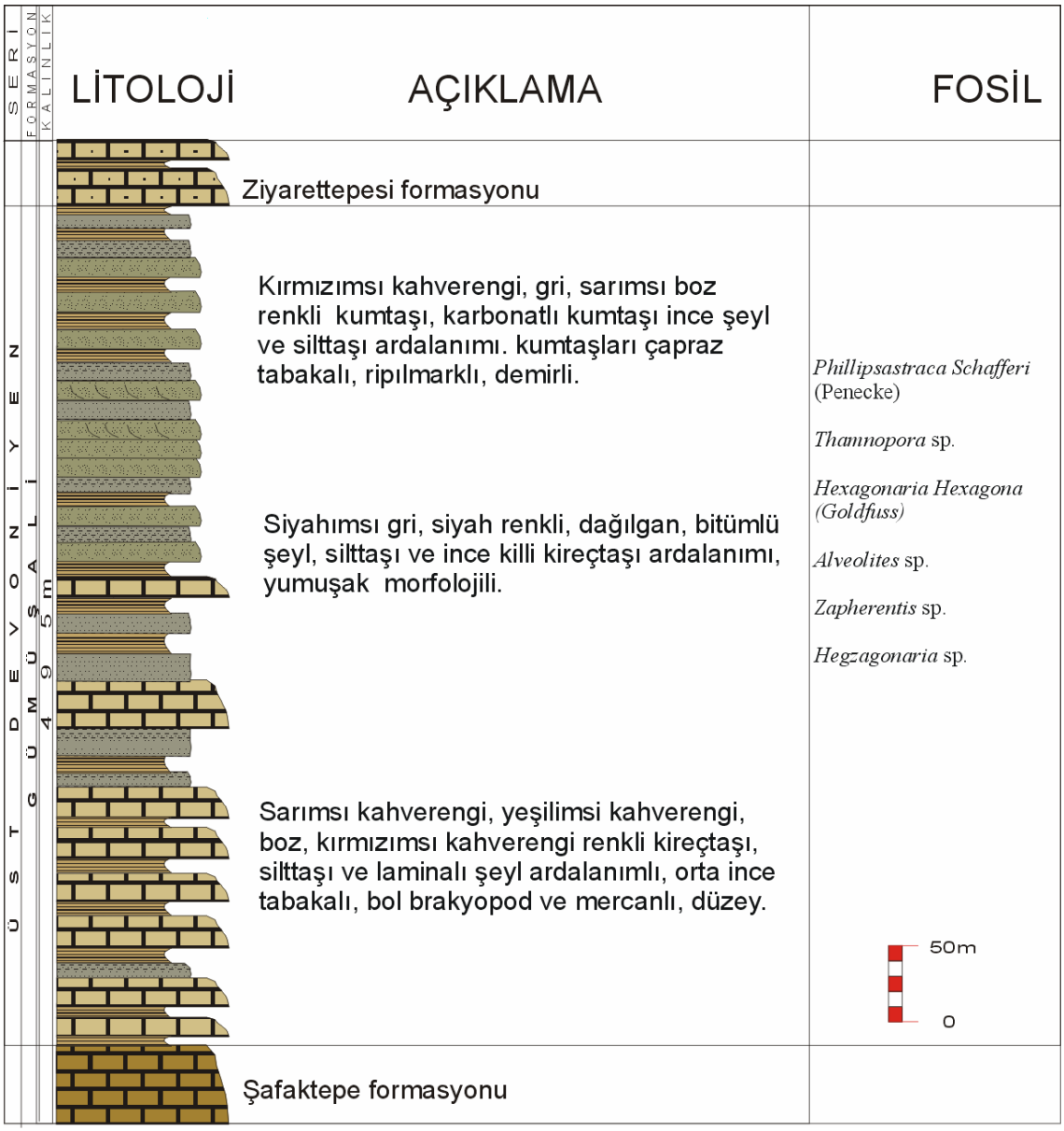
Birim Demirtaşlı (1967) tarafından, altında yeralan Ayıtepesi formasyonu ile birlikte Şafaktepe kalkeri olarak ele alınmıştır. İnceleme alanı dışında aynı fasiyesin ürünü litolojilere, Tufanbeyli, Sarız, Develi (Metin ve diğ., 1986), Tekneli (Yılmaz ve diğ, 1993), Kozan, Feke (Ayhan, 1988) bölgelerinde de rastlanmaktadır.

4.2.2.9 Gümüşali Formasyonu (Dg)

Demirtaşlı (1967) tarafından adlandırılmış olan Gümüşali formasyonu, inceleme alanında, Saimbeyli vadisi doğu yamacında, kuzey güney uzanımlı ve devrik; batısında ise Permiyen kireçtaşları altında uyumsuz olarak yer almaktadır. Formasyon bu vadinin güneyinde ise Hüseyinbelen mahallesi (M28) ve Yardibi köyü (N32) güneyinde mostra vermektedir. Birimin Kandilli vadisinde izlenen mostraları bu çalışmada detaylı bir şekilde ortaya konmuş olup, vadinin doğu yamacında, Pancarlı mahallesi (K26) ve Hacıaliobası (G26) nda, batı yamacında ise Beşçatal mahallesi (D25) batısından başlayıp, Çürükler mahallesi (M21) doğusuna kadar yaklaşık kuzey-güney doğrultulu devam ettiği gözlenmektedir. Formasyonun ayrıca, Çaldağı nın kuzeybatı yamacından başlayıp, yaklaşık güney yönünde, Feke dağına (N16) uzanan bir hatta, Kurma dağı'nda (B18), Dülelli köyü'nde (N12), Yaylapınarı köyü'nde (M8) ve inceleme alanının kuzeybatısında yer alan Aksu mevkii'nde (A3) geniş mostralarına rastlanmaktadır. Gümüşali formasyonu litolojik yapısı itibariyle yayvan topoğrafyalı alanlar oluşturmaktadır.

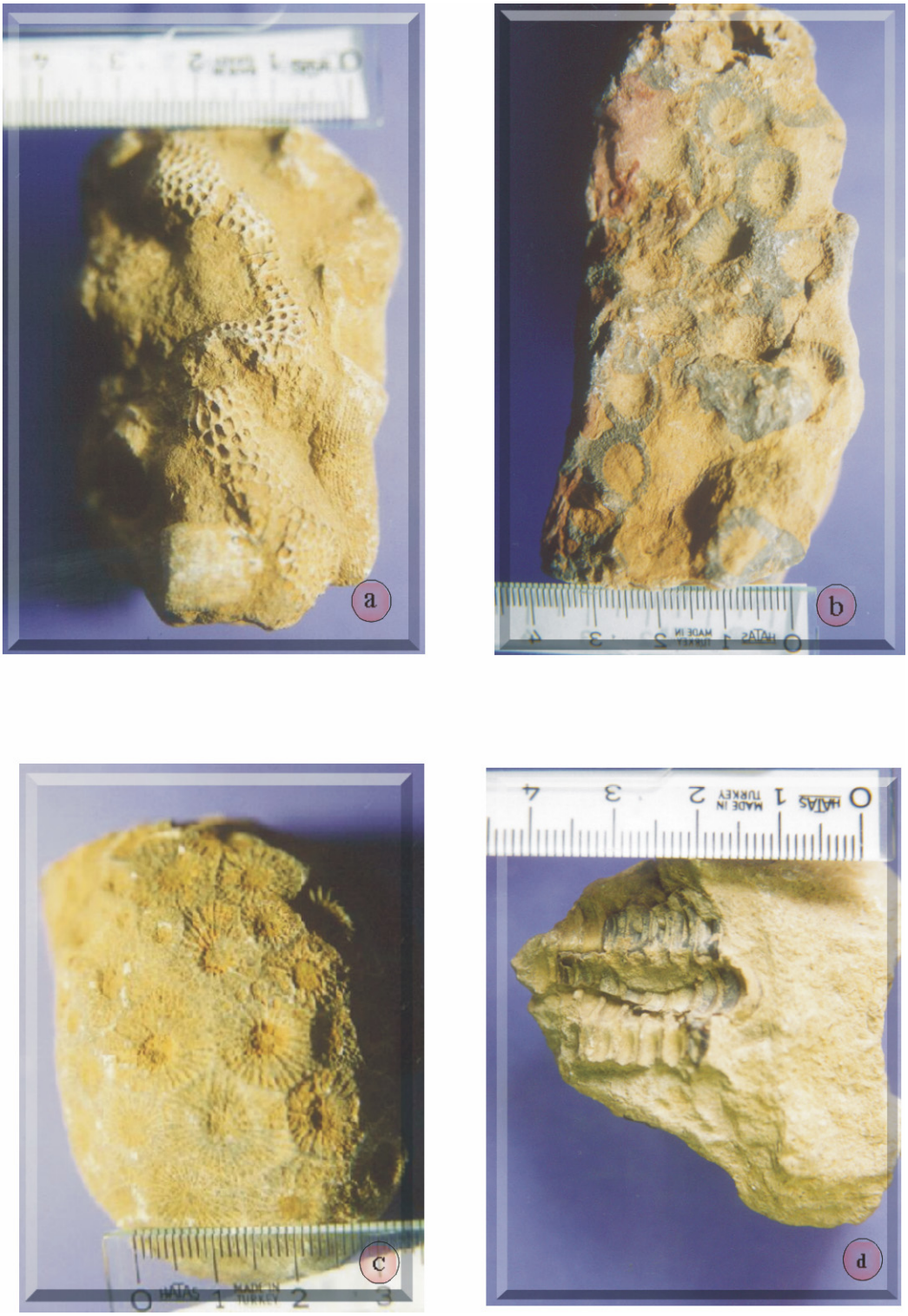
Resifal karakterli kireçtaşı şeyl ve kumtaşı ardalanımından oluşan birim oldukça bol makro fosil kapsamıyla belirginlik arz etmektedir (Şekil 4-44). Tabanda sarımsı kahverengi, yeşilimsi kahverengi, boz, kırmızımsı kahve renkli kireçtaşı, silttaşı ve ve laminalı şeyl ardalanımı ile başlamaktadır. Düzenli tabakalanmalı olan bu seviyede tabaka kalınlıkları ortalama 5-15 cm olup bol brakypodlu ve mercanlı olan bu düzeyi, siyahımsı renkli dağılgan bitümlü şeyller ve bunlarla ara katkılı ince silttaşı ardalanımı takip etmektedir. Oldukça dağılgan olan bu düzey az engebeli morfolojilere sahiptir. Formasyonun üst düzeylerinde bol brakyopodlu, iz fosilli killi kireçtaşı ve şeyl ardalanımı ardından, kırmızımsı kahverengi oolitik demirli kumtaşı, yeşilimsi, kahverengimsi renkli kumtaşı ve çamurtaşı şeklinde istif yer almaktadır. Kırıntılı düzeyler kuvarsitik karakterli olup, kuvars, feldspat, mika, klorit ve opak minerallerden oluşmaktadır. Birim içerisinde, stramatolitik yapı, çapraz tabakalanma,

laminalanma, dalga ripılları, biyotürbasyon yapıları, şeylli düzeyler içerisinde kumtaşı ve silttaşı merceksi yapıları, budenleşme, su kaçma yapıları (yük yapıları/burrowslar), yer yer kokinalı tabakalar ve siltli düzeylerde çubuğumsu kırılmaya rastlanmaktadır.



Şekil 4-44: Gümüşali formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Damderesi Köyü).

Yanal yönde büyük kalınlık değişimlerinin yanı sıra genellikle faylı kontaktlı olan birimin, devrik ve tavanı faylı bir şekilde Saimbeyli kuzeydoğusunda 590 metre; Kurma dağında ise 480 metre kalınlıktadır. Formasyonun, her iki dokanağının da uyumlu olarak izlendiği Damderesi kesitinde ise 495 metre kalınlık sunmaktadır (Şekil 4-44).



Şekil 4-45: Gümüşali formasyonu'nun bol makro fosilli düzeylerinden fosil örnekleri, a, b) mercan c) *Hexagonaria Hexagona* (Goldfuss) d) *trilopit* sp.

Gümüşali formasyonu, stratigrafik olarak tabanda Şafaktepe formasyonu üzerinde uyumlu bir şekilde yer alırken, üstte Karbonifer yaşlı Ziyarettepesi formasyonunun kırıntılı düzeyleri ile yine uyumlu bir şekilde üzerlenmektedir. İnceleme sahasının değişik kesimlerinde tavan düzeyinin genellikle Permiyen birimlerince diskordan olarak üzerlendiği, yer yerde hem taban, hem de tavan kesiminin faylı olarak arazide mostralar sunduğu gözlenmektedir.

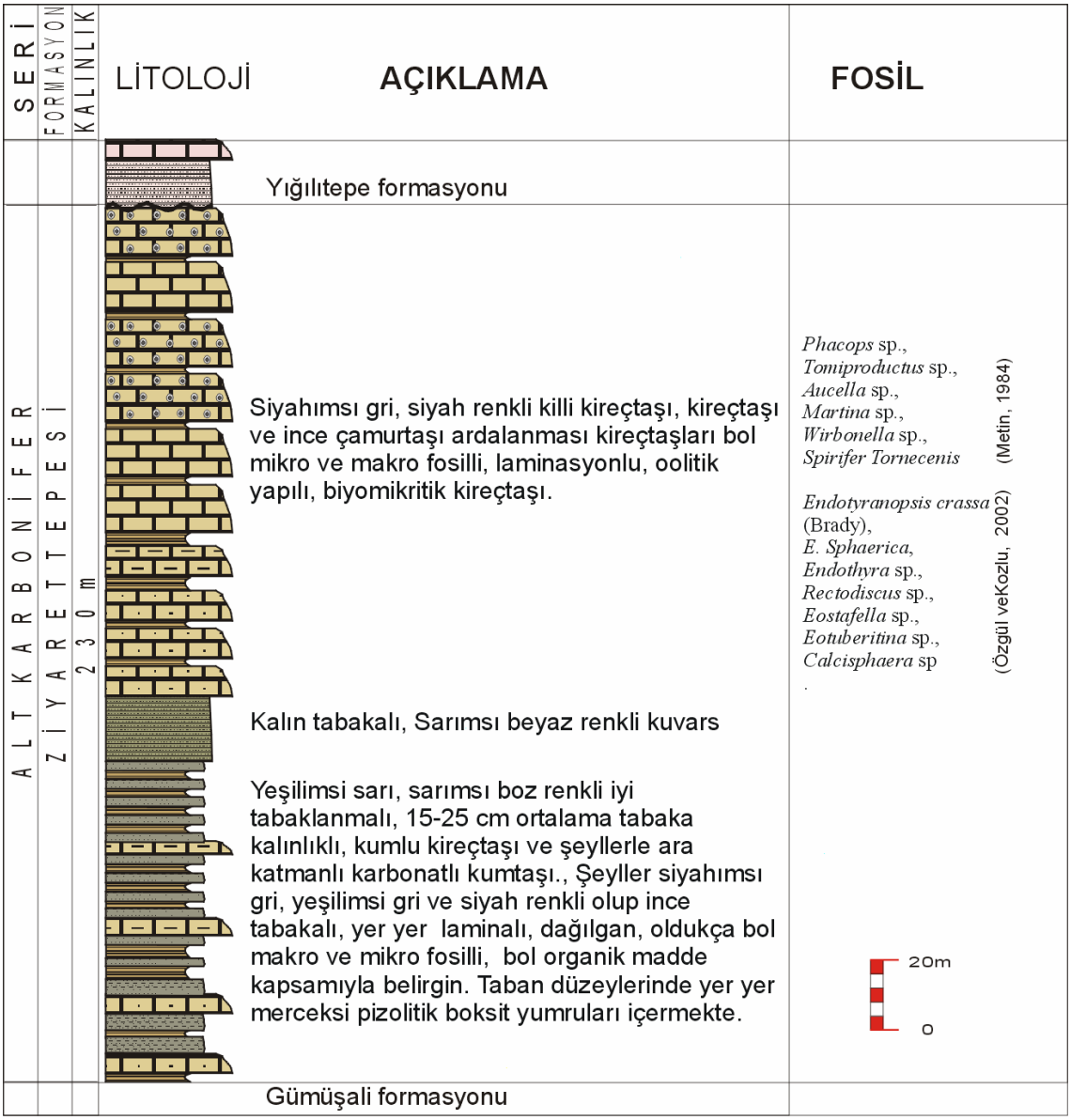
Sığ, sıcak, karasal malzeme getiriminin bol olduğu, resifal ve resif gerisi bir ortamı karakterize eden birim içerisinde, Hüseyinbelen mahallesinde tespit edilen trilobit fosilinin yanı sıra (Şekil 4-45d), mercanlar (Şekil 4-45a,b), brachiopodalar, gastropodlar, bryozoonlar, oldukça bol bir dağılım göstermektedir. Formasyonda *Phillipsastraca schafferi* (Penecke), *Thamnopora* sp., *Hexagonaria* sp., *Alveolites* sp., *Zaphrentis* sp., *Cyrtospirifer* sp., *Michelina* sp., ve *Hexagonaria hexagona* (Goldfuss) (Şekil 4-45c), fosilleri ayırtlanmış olup, fosil belgilemeleri birimin yaşının Üst Devoniyen olduğunu ortaya koymaktadır.

Çalışma sahası dışında bu formasyonun eşdeğeri kabul edilebilecek yüzeylemeler bulunmaktadır. Blumenthal (1944, 1947) Malatya-Kayseri arasında ve Belemedik'te bol brachiopoda fosilli birimlerin Üst Devoniyen yaşında olduğunu belirtmiştir. Abdüsselamoğlu (1958) Göksu ırmağının doğusunda ve Feke' de, Demirtaşlı (1967) Sarız' da, Özgül (1973) Tufanbeyli' de, Yılmaz ve diğ. (1993) Uzunyayla güneyinde Üst Devoniyen yaşlı bol mercan ve brachiopoda lı kırıntılı ve karbonatlı birimler tespit etmişlerdir.

4.2.2.10 Ziyarettepesi Formasyonu (Cz)

Formasyonun çalışma alanında sınırlı sayıda bölgede gözlenmektedir. Saimbeyli Vadisi doğusunda Saimbeyli'den başlayıp, Gürleşen köyün'e kadar, kuzey-güney uzanımlı devrik bir şekilde, Dülelli köyü (N12) batısında yaklaşık kuzey-kuzeydoğu uzanımlı olarak, Yaylapınarı köyü'nün (M8) kuzey ve güneyinde ise dalımlı bir antiklinalin kanatlarını oluşturacak şekilde yaklaşık doğu-batı uzanımlı belirgin mostralar sunmaktadır. Bunların dışında Çürükler mahallesi (M21) ile Cıvıklı köyü (J22) arasında, Belen tepe (M19) doğusunda, Kazanlı mahallesi'nde (K19) ve Okçulu tepe doğu yamacında (N11) yüzeylenmektedir. Birim ilk olarak Demirtaşlı (1967)

tarafından ‘Ziyarettepesi kalkeri’ olarak isimlendirilmiş daha sonra Özgül ve diğ. (1973) tarafından Ziyarettepesi formasyonu ismi ile haritalanmıştır.



Şekil 4-46: Ziyarettepesi formasyonu’nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Kazanlı mahallesi).

Ziyarettepesi formasyonu, tabanda yeşilimsi sarı, sarımsı boz renkli, iyi tabaklanmalı, 15-25 cm ortalama tabaka kalınlıklı, kumlu kireçtaşı ve şeyllerle ara katmanlı karbonatlı kumtaşı ile başlar. Şeyller siyahımsı gri, siyah renkli, ince tabakalı, yer yer laminalı, dağılgan olup bol organik madde kapsamıyla belirgindir. İçerisinde makro fosil barındıran bu düzeyin üzerinde Kazanlı mahallesinde görüldüğü gibi 25 metre kalınlığında kuvarsit düzeyi ve en üstte kömürleşmiş bitümlü şeyl ve dumansı gri, siyahımsı gri renkli, bol mikro ve makro fosilli, kırık çatlaklı mikritik kireçtaşı düzeyi

yer alır. Bu düzeyin üst kesimleri oolitik karakterdedir. Birim içerisinde yoğun grafitik düzeyler yer almaktadır (Şekil 4-46). Bölgede deformasyonun yoğun olarak hissedildiği litolojileri oluşturan Ziyarettepesi formasyonunun, oldukça kıvrımlı (sıkışık, devrik) ve kırıklı yapılı haliyle, birçok yerde aşınımdan dolayı izlenemediği tespit edilmiştir. Bu bölgelerde Permiyen birimlerinin doğrudan Devoniyenin kırıntılı ve karbonatlı düzeyleri üzerine geldikleri izlenmektedir.

Birimin taban ve tavan dokanağının izlenebildiği bölgeler sınırlı olup, tavan dokanağının aşınımından kaynaklanan göreceli kalınlık ölçümlerine göre, Cıvıklı köyü'nde 170 metre, Kazanlı'da, 230 metre, Saimbeyli'de 320 metre kalınlıklar tespit edilmiştir. Yanal yönde büyük değişimlerin izlendiği birim, tabanda Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonunun sublitoral, kırıntılı birimleri ile geçişli olup üstte ise büyük aşınım dönemini yansıtan bir diskordansla uyumsuz olarak Üst Permiyen kireçtaşlarının tabanında yer alan kuvarsit düzeyi ile üzerlenmektedir.

Formasyonun bol mikro ve makro fosilli düzeylerinden yapılan fosil tayinlerinde, Metin (1984) Tuzludere formasyonu olarak adlandırdığı istifin taban seviyelerinde, *Phacops* sp., *Tomiproductus* sp., *Aucella* sp., *Martina* sp., *Wirbonella* sp., *Spirifer Tornecenis* fosillerini bularak Alt Turnesiyen yaşını vermiştir.

Ziyarettepesi formasyonunun üst düzeyini oluşturan şeyl arakatkılı, krinoidli, biyoklastlı koyu renkli karbonat istifi içinde bulunan *Endotyranopsis crassa* (Brady), *E. sphaerica* (Rauser-Chernoussova-Reitlinger), *Endothyra* spp., *Rectodiscus* sp., *Eostaffella* sp., *Eotuberitina* sp., *Calcisphaera* sp. fosillerinden dolayı Vizeen yaşı verilmiştir (Özgül ve Kozlu, 2002). Buna göre birimin yaşı Alt Karbonifer olarak kabul edilebilir.

Formasyonu oluşturan kayalar oldukça sığ, sıcak ve duraysız bir şelf ortamında çökelmişlerdir.

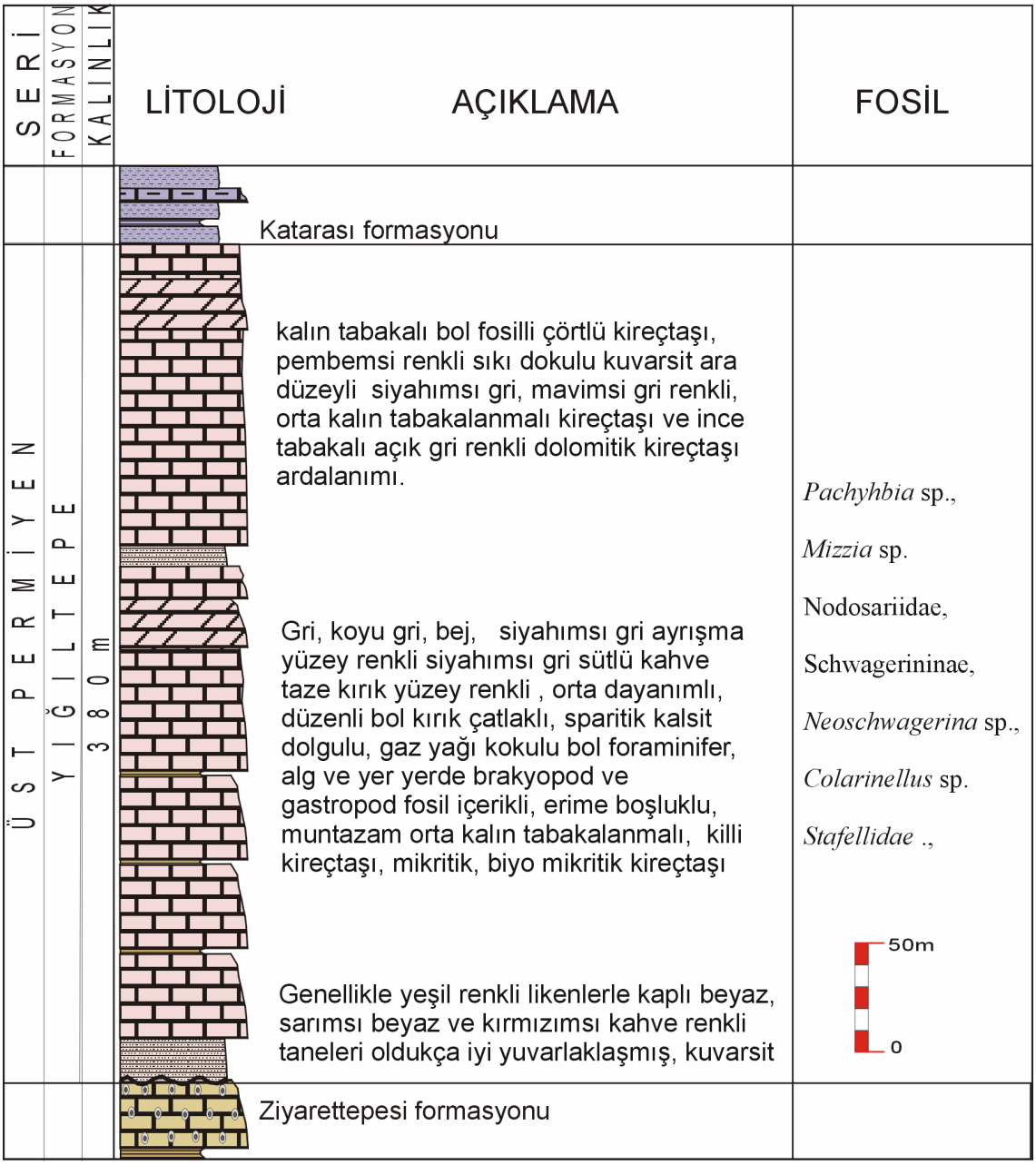
Ziyarettepesi formasyonunun eşdeğeri birimler Toros'ların değişik kesimlerinde farklı araştırmacılarca incelenmiş olup, Metin (1984) bu kayaçları Develi-Saimbeyli arasında yaptığı incelemede, Gezbel gurubu olarak ele almış ve birimin taban düzeylerini

Tuzludere formasyonu, bunun üzerine gelen kumtaşı düzeyini Kuşkayası kumtaşı ve en üstteki koyu gri, siyah renkli kireçtaşlarını ise Ziyarettepe kireçtaşı olarak ayırtlamıştır. Ayhan (1988), birimin Kozan-Elmadağı arasında, Bozkaya (1995) Sarız-Saimbeyli arasında kalan bölgelerde birimin özelliklerini ortaya koymuşlardır. Bozkaya (1995) yaptığı çalışmada Alt Karbonifer yaşlı Ziyarettepesi formasyonunun, Tufanbeyli ve Saimbeyli'de derin şelf ortamını temsil eden mikro fosilli kireçtaşı ve şeyl ardalanmasına karşın, kuzeydeki, Sarız bölgesinde daha sığ ortamı karakterize eden mercan fosilli, dolomitik kireçtaşı ve dolomit türü karbonat kayaçlarının yanı sıra, jips içeren organik maddeli şeyller, demirli şeyl ve marnlardan oluştuğunu belirtmektedir.

4.2.2.11 Yığılıtepe Formasyonu (Py)

Formasyon adı, Demirtaşlı (1967) tarafından verilmiş olup, inceleme alanında genellikle yüksek kesimleri oluşturmaktadır. Birim, Saimbeyli doğusunda, Kirazoluk tepe (A32), Geyik tepe (D33), Üjbet tepe (G33) ve Armutsekisi (K33) istikametinde kuzey-güney doğrultulu bir istikamette yüzlekler sunmaktadır. Kandilli vadisi doğu yamacı boyunca (Ütük tepe (I25), Sandal tepe (J25), Göğyumru tepe (K26), Hasandede tepe (F27), Boycaçukur (A28), yine Kandilli vadisinin batı yamacı boyunca Göle tepe (A25) den başlayıp M35-b2 paftasının güneydoğusundaki Pulur (N19) a değin kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı olarak yer almaktadır. Birim ayrıca Feke dağında (N9), M36-a1 paftasının güneydoğusunda yeralan Tavutlukuyu (M31) güneyinde; M35-b1 paftasında yeralan Bağdatlı köyü (J9) güney ve güneydoğusundaki, Yusufkayası (N10), Sandıkkayası (N9), Kuşkayası (L10), Dölek tepe (K10) mevkiilerinde, Dülelli köyü (K10) batısında ve Gürümze köyü (B5) kuzeyinde geniş mostralara sahiptir (EK II).

Yığılıtepe formasyonu, tabanda, 8-10 metre kalınlığında beyaz, sarımsı beyaz ve kırmısımsı kahve renkli kuvarsitli düzeyle başlamaktadır (Şekil 4-47). Bu düzey kimi yerde üzerindeki yeşil likenlerle belirgin bir hal almaktadır. Daha sonra oldukça monoton bir şekilde istif, koyu gri, bej, kirli krem renkli biyomikritik kireçtaşları, dolomitik kireçtaşı, ince şeyl ve yer yer de kuvarsit ara düzeyleri şeklinde devam etmektedir.



Şekil 4-47: Yığılıtepe formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Kazanlı-Çürükler).

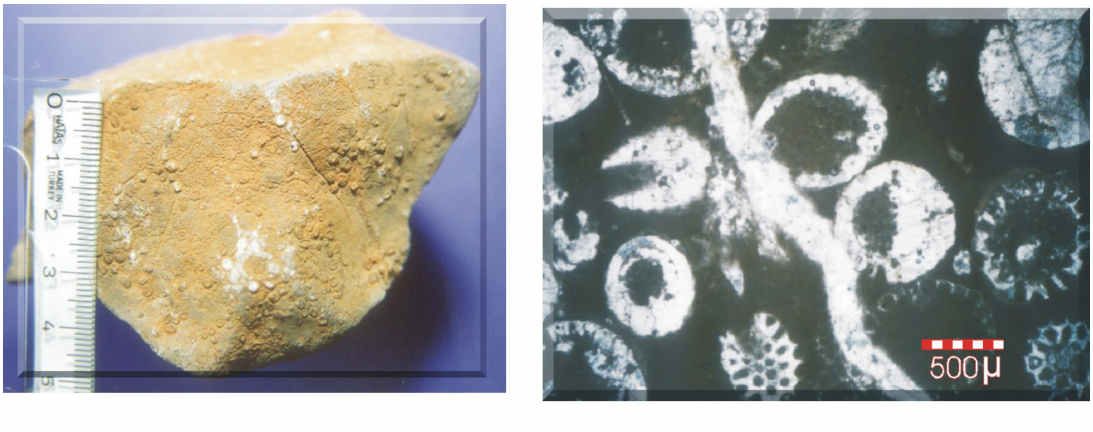
Kireçtaşları, gözle görülebilecek irilikte *Mizzia* sp. türü (Şekil 4-48) alg fosillerinin yanı sıra, oldukça bol foraminifer, gastropod, yer yer de brakyopod ve mercan fosili barındırmaktadır. Kırık yüzey rengi, sütlü kahve, siyahımsı gri, koyu kahve renkli olup, oldukça iyi tabakalı yapısıyla belirgindir. Tabaka kalınlıkları 30-60 cm kalınlığında olup, bol kırık çatlaklı ve kalsit dolgulu olan birimin, tabaka yüzeylerinde yer yer erime yapılarına rastlanmaktadır. Formasyon inceleme alanında kıvrımlı yapısı itibariyle oldukça geniş mostralar sunmaktadır. Bu haliyle tip kesit ölçümlerinde yanıltıcı kalınlıklar sunan birim, Saimbeyli İlçesi kuzeydoğusundaki Kirazoluk

tepe'de, taban ve tavanı faylı olarak 260 metre, Kazanlı-Çürükler mahallesi yolunda 380 metre ve Ağcapür tepede 670 metre kalınlıkta olduğu gözlenmektedir.

Formasyonun tabanı genellikle pizolitik demir yumruları ve lateritleşmiş killi, kumlu düzeyler üzerinde duran, transgresif taban çökeli şeklinde kuvarsitli bir seviye ile Alt Paleozoyik yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Birimin tavan dokanağı geçişi keskin olup, formasyonun üst seviyelerindeki orta kalınlıklı kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı düzeyinden itibaren, Alt Triyas yaşlı Katarası formasyonu'nun ince, iyi tabakalı, sarımsı yeşil, bordo renkli kumtaşı, sittaşı ve marnlı düzeylere uyumlu bir şekilde geçiş gösterir. Yığılıtepe formasyonu ayrıca, inceleme alanının bir çok yerinde, Jura-Alt Kretase yaşlı Köroğlutepesi formasyonunun kireçtaşları ile açısal uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

Yığılıtepe formasyonunda yapılan paleontolojik incelemelerde, *Mizzia* sp. (Şekil 4-48), Nodosariidae, Schwagerininae, *Pachyhloia* sp., *Neoschwagerina* sp., *Colarinellus* sp. (Şekil 4-49), *Stafellidae*., fosilleri ile birlikte bunların dışında daha önce yapılan çalışmalarda, Kozan Elma dağı'nda, Ungdarella karagözü (Schubert), *Pseudofusulina* sp., *Hemigordius* sp., *Agathammina* sp., *Pseudovermiporella* sp., (Ayhan, 1988); Saimbeyli'de, *Calvezina* sp., *Nankinella* sp., *Permocalculus* sp., *Frondina* sp., *Dagmarita* sp., *Geinitzina* sp., *Pachyploia* sp., *Globovulvulina* sp. ve Kozan-Feke arasında kalan bölgede, *Eotuberitina* spp., *Geinitzina* spp., *Lunucammina* spp., *Pachyploia* spp., *Pseudovermiportella* spp. (Özgül ve Kozlu, 2002) bunlardan bazılarıdır. Yukarda belirtilen fosillere göre birimin yaşı kesin olarak Üst Permiyen' dir.

Tabanda, taneleri oldukça yuvarlanmış ve granular nitelikli kuvarsit düzeyi, formasyonun kuvvetli dalga enerjisinin hakim olduğu, sığ ve litoral bir ortamı karakterize ederken, istifin üst düzeylerinde yer alan bol algli biyomikritik kireçtaşları, sığ, sıcak, düşük enerjili bir ortamı karakterize etmektedir. Birim içerisinde gözlenen dolomitik düzeyler sıcaklık artışını gösterirken, kuvarsit ara düzeyleri ortamın zaman zaman sığlaştığını ve duraysızlaştığını göstermektedir.



Şekil 4-48: Üst Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonu'nda izlenen *Mizzia* sp. örnekleri.



Şekil 4-49: Üst Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonu'nda izlenen *Colarinellus* sp. fosili.

İnceleme alanı yakın civarında Yığılıtepe formasyonunun kaya türü ve fosil kapsamı itibariyle eşleniği olan birimler, Belemedik Penceresi (Blumenthal, 1947), Aladağlar (Flugell, 1956), Tufanbeyli (Özgül, 1973), Gürün-Sarız (Yoldaş, 1972; Atabey, 1993) Develi-Saimbeyli (Metin, 1984), Kozan-Feke (Ayhan, 1988) ve Sarız-Saimbeyli (Tutkun, 1984) bölgelerinde tespit edilmişlerdir. Metin (1984) Yığılıtepe formasyonun tabanındaki kuvarsitlerin 100 metre kalınlıkta olduğunu ve Menteş dağında iyi gözlendiği için Menteş kuvarsiti, üstteki karbonatlı seri içinde Yığılıtepe kireçtaşı terimlerini kullanmıştır.

4.2.2.12 Katarası Formasyonu (Trk)

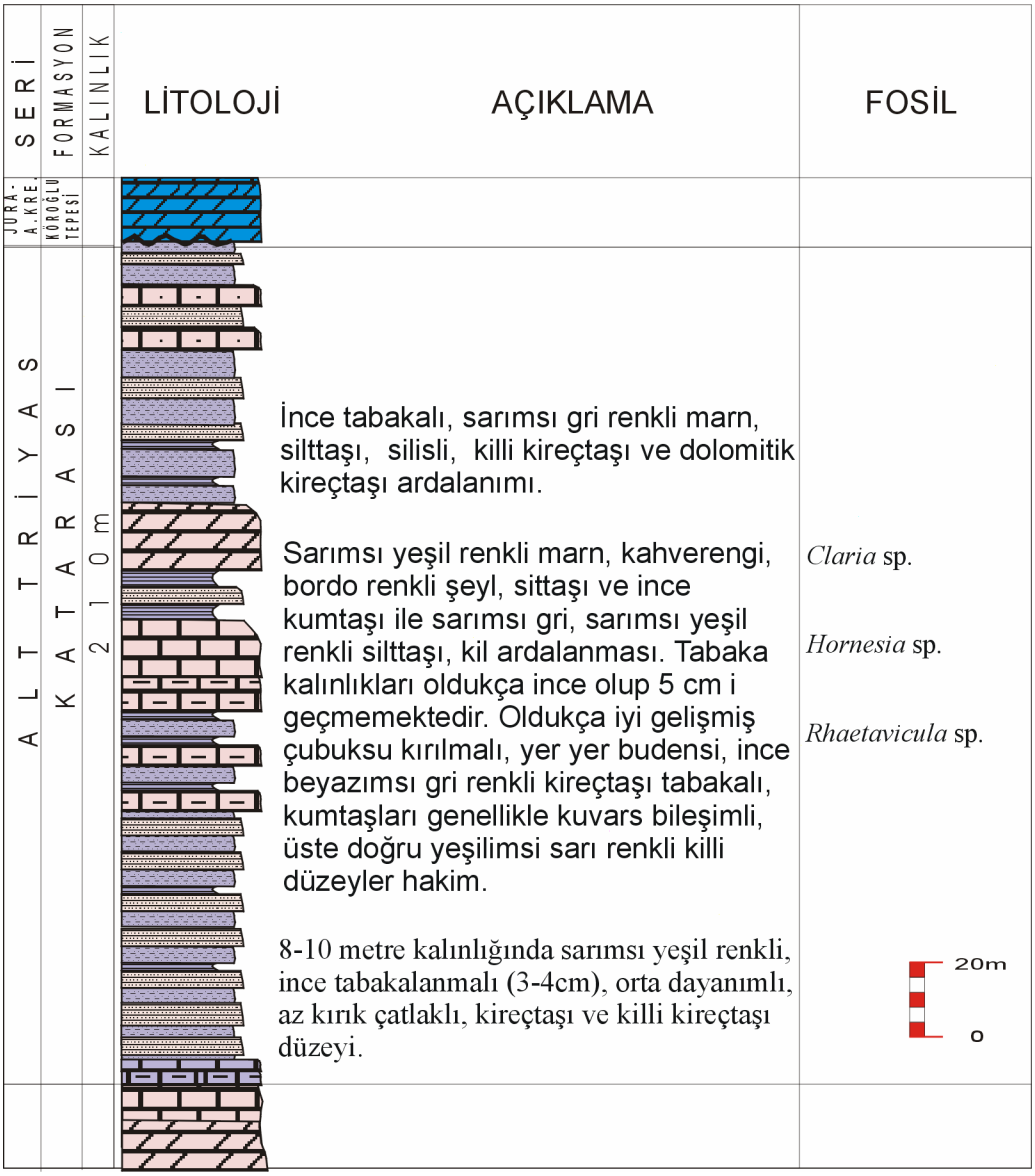
Demirtaşlı (1967)' nın, Katarası köyünde ilk defa tespit edip adlandırdığı Katarası formasyonu, inceleme alanında oldukça sınırlı alanlarda mostra vermektedir. Formasyonun, inceleme alanındaki dağılımının tespiti büyük oranda, bu çalışma ile gerçekleştirilmiştir. Önceki incelemelerde tespit edilen, Saimbeyli güneybatısındaki Göl tepe (H32) ve Delikkaya (H31) ile Avlık (B27) mevkiindeki mostralarının yanı sıra, Saimbeyli batısındaki Ağcapür tepe (B28) doğu yamacından Saimbeliden başlayıp Hörç tepe (E27) ye kadar olan bölgede, Zoplar köyü (H20) içinde ve güneyinde, Yaylapınarı (M8) köyü kuzeyinde yer alan Gölünkaya tepe (L8) de birimin yüzlekler verdiği tespit edilmiştir.

Katarası formasyonu, inceleme alanında alttaki Yığılıtepe formasyonunun karbonatlı birimleri üzerinde, sarımsı yeşil, bordo renkli ince tabakalı, yer yer laminalı, silttaşı ve kumtaşları ile başlamaktadır. Üst düzeylere doğru ardalanan bu seri içerisine 5-7 cm kalınlıklı çoğunlukla budenleşmiş kirli krem, sarımsı yeşil, gri renkli killi kireçtaşı, marn tabakaları girmektedir. Kumtaşları genellikle yarı köşeli kuvars, feldspat ve daha az oranda mika minerallerinden oluşmaktadır. Siltli düzeylerinde de kuvars minerali hakim olup, kesitlerde ayrıca glokonit mineralleri de gözlenmiştir. Kireçtaşları, kalsit minerallerinden oluşmakta, bunun yanı sıra intraformasyonal çamur kırıntıları ve az miktarda da olsa küçük kuvars mineralleri içermektedir. Karbonat çökelimi üste doğru dolomitik karakter kazanmaktadır (Şekil 4-50).

Katarası formasyonu, sıkışmalı bir tektonik rejim etkisi altında gelişmiş tektonik yapıları barındırmaktadır. Kireçtaşlarında stilolitik çatlaklar, killi düzeylerde ise çubuğumsu kırıklanmalar yoğun bir şekilde izlenmektedir. Kayanın bu kırıklı yapısı sahada birime dağılgan bir görünüm kazandırmaktadır. İnceleme alanındaki sınırlı sayıdaki yüzleklerinde farklı kalınlıklarda izlenen birim, Ağcapür tepe doğu yamacında 210 metre, Avlık mevkiinde 120 metre kalınlık sunmaktadır.

Formasyon, tabanda Üst Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonu ile uyumlu olup, Jura-Kretase yaşlı Köroğlutepesi formasyonu tarafından açısal uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Bu ilişkiyi Kandilli vadisi kuzeybatı yamacındaki Avlık mevkiinde

net bir şekilde görebilmek mümkündür. Buradaki mostrasında birimin tavan düzeyinin aşınım ve oksidasyonundan kaynaklanan boksit yumrularının geliştiği gözlenmektedir.



Şekil 4-50: Katarası formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Ağcapür tepe).

Katarası formasyonu fosil bakımından zengin olmayıp yapılan arazi incelemelerinde gastropod ve lamellibranş fosilleri tespit edilmiştir. Bunlardan *Claraia* sp., (Şekil 4-1). *Hornesia* sp. (Şekil 4-52a) ve *Rhaetavicula* sp. (Şekil 4-52b), fosilleri birimin yaşının Alt Triyas (Skitiyen) olduğunu ortaya koymaktadır. Birimde ayrıca daha önce yapılan çalışmalarda, Triyas-Liyas yaşlı *Anguladisws* sp., (Demirtaşlı, 1967), *Cyclogyra* (Mahajeri), *Glomospira* sp., *Meandrospira fusilla* (Dağer, 1976), *Endothyra* sp.,

Ammodiscus sp., *Trochammina* sp., *Opthalmidium* sp., *Duostominidae*, *Ammabaculites* sp. (Ayhan, 1988) fosilleri tayin edilmiştir. Tüm bu fosil belgilemeleri birimin yaşının Alt Triyas olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 4-51: Katarası formasyonu'nda gözlenen *Claraia* sp. fosilleri.



Şekil 4-52: Katarası formasyonu killi kireçtaşları içerisinde gözlenen *Hornesia* sp. ve *Rhaetavicula* sp. fosilleri.

Jura öncesi bölgede etkin olan karasallaşma nedeniyle birimin birçok yerde aşınımdan kaynaklanan kalınlık değişimleri gözlenmektedir. Karadan malzeme getiriminin bol olduğu bu dönemde sığ ortam koşullarının etkin olduğu, gelgit düzlüğü ortamını yansıtmaktadır.

Benzer fasiyes koşullarına sahip kayaçlar, Doğu Toroslar'ın değişik kesimlerinde ve Aladağlar' da da bulunmaktadır. Katarası formasyonu, Metin (1984), Develi, Ayhan (1988) Kozan-Feke, Atabey (1993) Gürün-Sarız civarındaki incelemelerinde Alt Triyas yaşlı Katarası formasyonunun eşleniği olan birimleri çalışmışlardır.

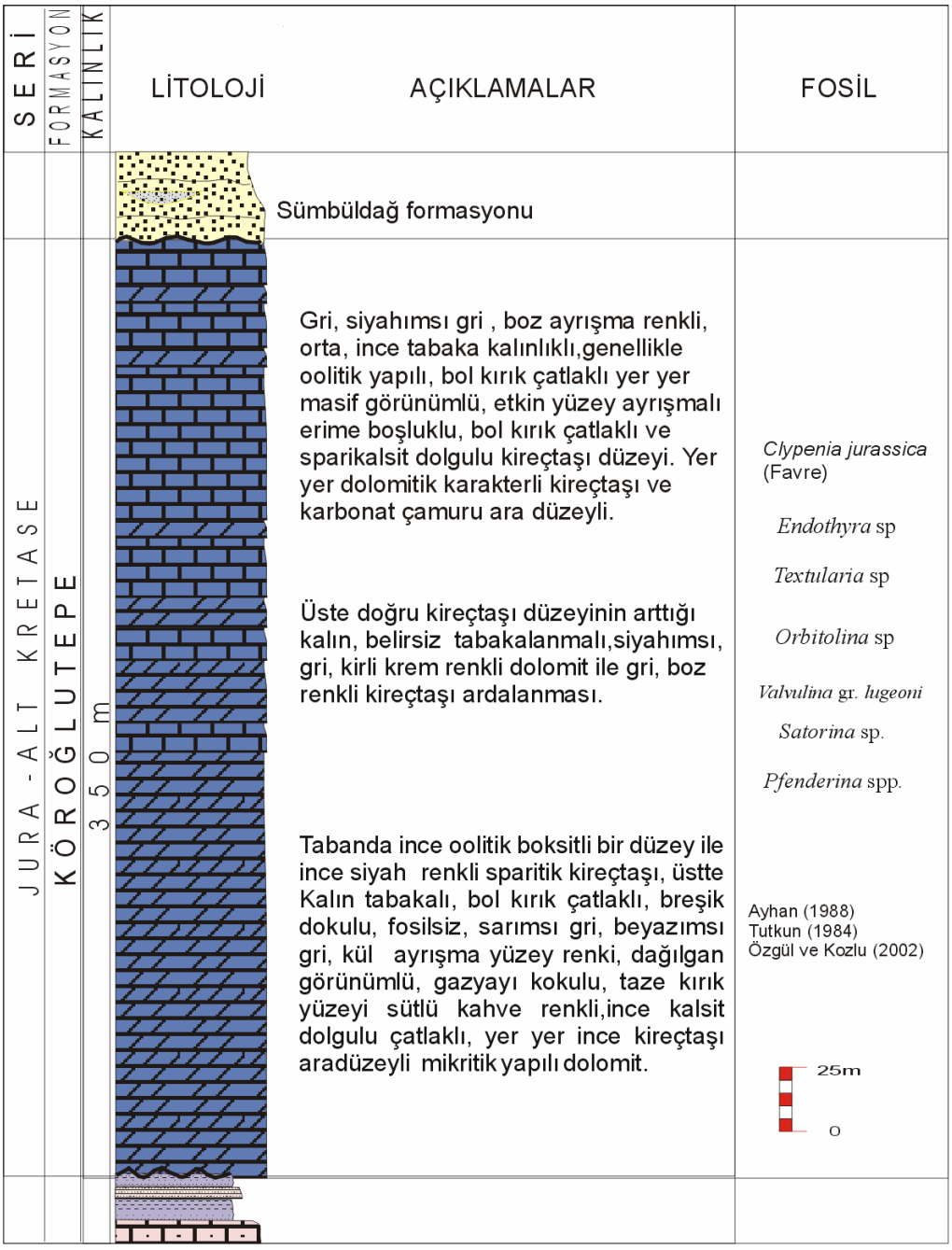
4.2.2.13 Köroğlutepesi Formasyonu (JKk)

Formasyon adı Elbistan L36-c2 paftasındaki Köroğlu tepe'den alınmıştır (Demirtaşlı 1967). Mikrit, biomikrit ve dolomitik kireçtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında genellikle yüksek kesimleri bir şapka gibi örtmesiyle karakteristiktir. Saimbeyli vadisi batısı boyunca Ağcapür tepe (B28), Doğantaş tepe (C27), Hörç tepe (E27), Hasandede tepe (F27), Mıhlı tepe (G27), Kelyakup kayası (J27), Gökyumru tepe (J26), Kızılkaş tepe (F27), İstihkam tepe (M25) ve Tütüncüatak tepe (M24) lerinde yaklaşık kuzey-güney uzanımlı olarak yeralmaktadır. Kandilli vadisinde ise vadinin batı yamacında, yine kuzey-güney uzanımlı olarak, kuzeyde Körkuyu'dan (A24) başlayıp güneyde Cıvıklı köyü (J22) kuzeyinde son bulmaktadır. Birimin inceleme alanında morfolojik olarak tek vadi içi mostrası, M35-b2 paftasındaki Zoplar (H20) köyünde yer almaktadır. Köroğlutepesi formasyonu ayrıca M35-b2 pastasında; Lale çukuru (E19) ile Kızıl tepe (J20) de ve bu paftanın en güneyinde, yeralan Feke dağı (N16) nda ve paftanın güneybatısındaki Kuşkayası mevkiinde (K12); M35-b1 paftasında ise paftanın güney-güneydoğusunda yer alan, Ağakaya tepe (K27), Kuşkayası tepe (K11) ve Okçulu tepe (N11) de mostraları bulunmaktadır.

Üst düzeyinin aşınımından dolayı bölgede değişik kalınlıklarda izlenen Köroğlutepesi formasyonu, Ağcapür dağı'nda 180 metre, Çal dağı'nda 350 metre ve Lale çukuru'nda 270 metre kalınlıklar sunmaktadır (Şekil 4-53).

Ayrışma rengi gri, bej, beyazımsı gri, sarımsı gri, taze kırık yüzeyi sütlü kahve renkli olarak sahada izlenen birim, kıt fosilli, yer yer masif görünümlü, genellikle 50-70 cm tabaka kalınlıklı, karensi ayrışmalı (Şekil 4-54) mağaralar ve büyük dolinler oluşturacak şekilde erime yapılarına sahiptir. Birim tabanda breşik, dağılgan görünümlü, dolomitik bir seviye ile başlamaktadır. Fosilsiz olan bu düzeyin üzerinde bol kırık çatlaklı kireçtaşları gelmektedir. Birimin üst düzeyleri yine dolomitik karakterli kireçtaşı ve kireçtaşı ardalanması şeklinde devam etmektedir. Mikroskobik

incelemelerde; kireçtaşlarının, mikrit, biyomikrit türü kireçtaşı oldukları, yer yer oolitik karakter sundukları gözlenmektedir. Bol kırıklı ve çatlaklı kireçtaşları, kalsit dolgulu ve gazyağı kokuludur. Birim, sahanın paraotokton istifine ait en üst düzeydir.



Şekil 4-53: Köroğlutepesi formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Çaldağ).

Formasyon; Alt Triyas yaşlı Katarası formasyonu üzerinde açısal uyumsuz olarak yer almaktadır. Üstte Miyosen yaşlı karasal çökellerle yine uyumsuz bir şekilde üzerlenmektedir. İnceleme alanın, formasyonun genellikle Permiyen ve Karbonifer

birimlerini örtmekle birlikte, Mesozoyik ve diğer Paleozoyik kayaları üzerinde de açılı uyumsuz olarak yer aldığı, yer yer de faylı kontakta sahip olduğu gözlenmektedir.



Şekil 4-54: Toroslar'da Mesozoyik karbonatları'nın karensi ayrışmalı karakteristik görünümü (Kelyakup kayası doğu yamacı-bakış yönü kuzeybatı).

Köroğlutepesi formasyonunun Doğu Toroslar'ın değişik kesimlerindeki mostralarından derlenen örnekler de yapılan paleontolojik incelemelerde, *Clypenia jurassica* (Favre), *Pseudocyclammina hedbergi* (Maynk), *Opthalmidium* sp., *Curnubia* sp., *Valvulina* sp., *Textularia* sp., *Orbitolina* sp., *Valvulina* cf. *lugeoni*,. *Pfenderina* spp., *Satorina* sp., *Cladocoropsis mirabilis*, *Valvulina* gr. *lugeoni*, fosilleri saptanmıştır (Ayhan 1988, Tutkun, 1984, Özgül ve Kozlu, 2002). Bu fosillere dayanarak formasyon yaşının Jura-Alt Kretase olduğu kabul edilmektedir.

Köroğlutepesi formasyonu şelf tipi sığ deniz ortamında oluşmuş karbonatlarla temsil edilmektedir. Birimin inceleme alanı dışında Torosların değişik kesimlerinde aynı yaşlı ve benzer kaya türü eşlenikleri bulunmaktadır. Bu kalın karbonat seri, değişik isimlerle tanımlanmış olup; Mesozoyik kalkerleri, Jura-Kretase kireçtaşları, Masif kireçtaşı, Akdağ Kireçtaşı bunlardan bazılarıdır. İnceleme alanı kuzeyinde Pınarbaşı civarında, Yüceyurt formasyonu (Aziz ve diğ., 1982), Kurtman (1963) ise Horasan Çal kalkeri şeklinde adlamalar kullanmışlardır.

4.2.2.14 Sümbüldağ Formasyonu (Ts)

Metin ve diğ. (1982) tarafından adlandırılmış olan birim; inceleme alanının genellikle yüksek kesimlerinde mostra vermektedir. Saimbeyli güney doğusundaki Yardibi (N32) köyü ve civarında; kuzeyde Lale çukurundan (E19) başlayıp güney yönünde genişleyerek, Kise mahallesi (L14), Süphandere içmesi (H12) ve Toprak tarla (I12) mevkileri boyunca güneybatı yönünde ve M35-a1 paftası güneyindeki Çiğdem dağı (K6) ile Kızılgedik tepe (N5) mevkilerinde, kuzey-güney uzanımlı olarak oldukça geniş alanlarda yayılım sergilemektedir.

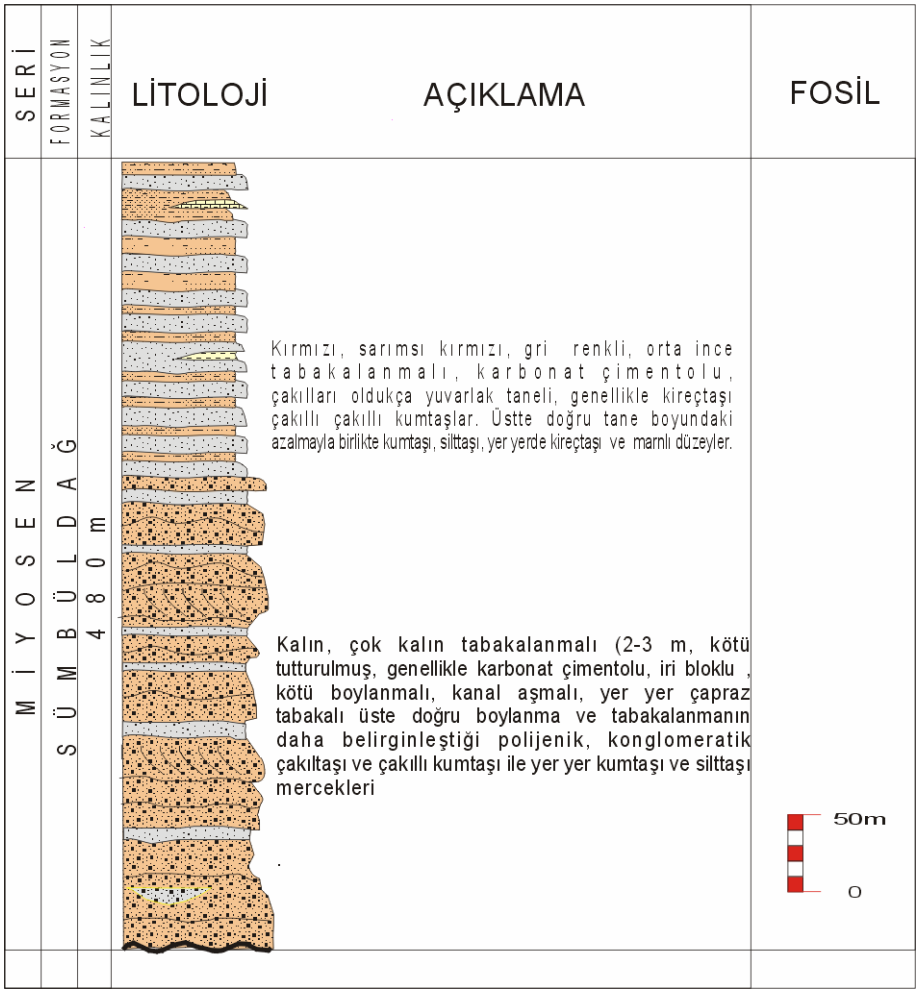
Neootokton konumlu çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve yer yerde mercekler şeklinde silttaşı, marn ve şeylli düzeylerden oluşan oldukça kalın bir çökelimin ürünü Sümbüldağ formasyonu mostralarının, Yardibinde 480 metre (Şekil 4-55), Harapdamları mevkiinde 305 metre ve Çiğdem dağında 210 metre kalınlıklarda olduğu gözlenmektedir.

Tabanda, oldukça kalın, çok kötü tabakalanmalı, çakıl boyutundan oldukça iri blok boyutuna ulaşan (2-3 m) taneli, karbonat tutturuculu, kötü boylanmalı, tane destekli çakıltaşları ile başlamaktadır (Şekil 4-56). Istif üste doğru azalan tane boyu ile birlikte daha muntazam tabakalı, daha sıkı tutturulmuş, nispeten boylanması iyi, tane boyutu ortalama 2-3 cm olan kırmızı renkli, çakıllı kumlu düzeylere ve daha üstte ise sarımsı renkli, ince tabakalı kumlu, siltli düzeylere geçmektedir. Bu üst düzeylerde yer yer ince kireçtaşı, marn, şeyl tabakalarının da merceklendiği gözlenmektedir. Istifin üst düzeylerinde çakılların daha ziyade karbonat çakıllarından oluştuğu; tabandaki iri bloklu, çakıllı tanelerin ise polijenik bir karakter sunduğu gözlenmektedir.

Bölgedeki en yaşlı Neojen çökelemini oluşturan Sümbüldağ formasyonunun kumlu düzeylerinde Tutkun (1984) tarafından saptanan, *Globigerina* sp., Alg (*Lithotamnium*), *Globorotalia* sp., *Lepidocyclina* sp, *Operculina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Operculina* sp., *Globigerinoides* cf. a*ltiperutus Bolli* gibi fosiller ile Alt-Orta Miyosen; Ayhan (1988) Kozan-Elmadağ bölgesindeki kireçtaşlarında saptadığı fosiller ile Orta Miyosen yaşlarını tespit etmişlerdir. İnceleme alanının kuzeyinde yer alan Sarız ve Tufanbeyli bölgelerinde, istifin üst düzeylerindeki bitümlü zonlardan

alınan örneklerin palinolojik incelemelerinde (Karayiğit ve Akdağ, 1992) saptanan spor ve polenler, birimin oluşum yaşının Miyosen olduğunu ortaya koymaktadır.

Sümbüldağ formasyonunda çökelim oldukça yüksek enerjili karasal bir ortamda başlamaktadır. Daha ziyade topoğrafik çukurlukları dolduran bu evrenin sonunda, ortamda duraylılığın artmasıyla, daha düşük enerjili, yıkamanın fazla olduğu, sığ bir ortamın bölgede etkin olduğu gözlenmektedir.



Şekil 4-55: Sümbüldağ formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafi kesiti (Yardibi köyü).

Sümbüldağ formasyonu, bölgede büyük bir aşınım evresini takiben, temel birimler üzerine açısal uyumsuz olarak gelmektedir. İnceleme alanında Sümbüldağ formasyonunun tavan ilişkisi net gözlenememektedir. Buna karşın Çatak köyü kuzey batısındaki Suratın köprüsü Mevkii ve Cıvıklı köyü'nde izlenen Pliyo-Kuvaterner çökelleri, yamaç döküntüleri ve güncel nehirlerin oluşturduğu nadir alüvyal çökeller

dışında tespit edilebilen bir çökelimin yer almaması birimin üst dokanağının uyumsuz bir ilişki içinde olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 4-56: Sümbüldağ formasyonu'nun kalın tabakalı çakıllı düzeyleri (Hasanfaka tepeleri-bakış yönü güneydoğu).

Toroslar'daki Neojen çökelimi, temel kayalarına nazaran bölgeden bölgeye farklılıklar arz etmektedir. İnceleme alanının da yer aldığı bölgede Miyosen çökelimi sonrası bölgede bir sakinlik evresinin varlığı dikkat çekmektedir. Bu evrede bölgede hızlı bir yükselim ve aşınım dönemi gözlenmektedir. İnceleme alanının güneyinde Adana Havzasının bulunduğu kesimde ise havzanın Miyosen dönemi sonuna değin, oldukça derinleşerek derin deniz şeyllerini oluşturduğu gözlenmekte, sonrasında istifin regresif bir şekilde devam ettiği izlenmektedir (Yılmaz, 1998).

4.2.2.15 Pliyo-Kuvaterner Çökelleri

İnceleme alanındaki en genç çökelimi Pliyo-Kuvaterner yaşlı eski alüvyon çökelleri ve yamaç molozları oluşturmaktadır. Bunların dışında başlıca Saimbeyli deresi, Süphandere ve Bahçecik deresi boyunca gelişen vadi aşındırmalarının oluşturduğu oldukça dar alanlardaki güncel alüvyon çökelleri bölgedeki sedimantasyonun son ürünleridir.

Eski alüvyon çökelleri Çatak köyü (A20) batısında yer alan Kurma dağ (B18) kuzeyindeki vadide, Gürleşen köyün'de (K30) sığ ortam sedimentleri şeklinde, traverten, kumtaşı ve silttaşı çökelleri ile Cıvıklı (J22) köyü girişinde ise kanal çökelleri şeklinde çakıltaşı kumtaşı şeklinde izlenmektedir. Kalınlıkları 2-20 metre arasında olup oldukça sınırlı bir alanda mostra vermektedirler (Şekil 4-57).

Yamaç molozu çökelleri bölgede özellikle Kandilli vadisinin doğu yamacında, Mahmutlu köyü (G25) ve kuzeyinde mostra vermekte, oldukça iri bloklu bir yapı sunmaktadır.

Pliyo- Kuvaterner çökelleri bölgede, diğer tüm yaşlı birimler üzerinde açısal uyumsuz olarak yer almaktadır.



Şekil 4-57: Çatak köyü kuzeybatısındaki Suratın köprüsü mevkii ve Cıvıklı köyü girişinde gözlenen Pliyo-Kuvaterner çökelleri.

4.3 YAPISAL JEOLOJI VE TEKTONIK

4.3.1 Giriş

Doğu Toroslar'ın batı kesiminde Geyikdağı Birliği içinde yer alan inceleme alanı, Pre-Kambriyen' den Tersiyer'e değin hemen hemen bütün dönemlere ait kaya birimlerini kapsaması ve bu kuşak içerisinde konumu bariz olarak değişmeyen bir yapıda olması dolayısıyla, bölgenin eski ve yeni jeolojik ve tektonik gelişimi için büyük önem arz etmektedir. Geyikdağı Birliği, doğuda Andırın Karmaşığı, batıda ise Kireçlikyayla Karmaşığı olarak adlandırılan Bozkır birliği ile sınırlandırılmaktadır. Geyikdağı birliği yapısal olarak, bölgesel ölçekte monoton bir yapı sunmasına karşın ayrıntılı incelemelerinde, stratigrafik olarak büyük değişimler izlenmemekle birlikte, istifin kendi içinde farklı tektonik özellikler yansıtan bölümlere ayrılmış olduğu görülmektedir. Büyük itki faylarıyla sınırlandırılmış bulunan istifi, inceleme alanında doğu-batı yönünde üç ana yapısal dilime ayırabilmek mümkündür. Doğuda Saimbeyli Fay Zonuna kadar olan kesim, **Kızılkuyu Yapısal Dilimi**'ni; Saimbeyli Fayı Zonu ile Armutalan Fayı arasında kalan kesim, **Saimbeyli Yapısal Dilimi**'ni ve bu fayın batısında kalan kesim ise **Güzpınarı Yapısal Dilimi**'ni oluşturmaktadır (EK II). Bu tektonik dilimler den özellikle batıdaki Güzpınarı Yapısal Dilimini, kendi içinde kuzey-güney yönünde, yaklaşık D-B doğrultulu, Miyosen öncesi tektonik aktivitenin neden olduğu, ters bileşenli düşeye yakın eğimli faylarla sınırlandırılmış bulunan, **Yaylapınarı Yapısal Dilimi**, **Süphandere Yapısal Dilimi** ve **Gürümze Yapısal Dilimi** şeklinde **3 as alana** ayırabilmek mümkündür. Bütün bu yapısal dilimlerde, tektonik taşınma sınırını genellikle Devoniyen yaş aralığındaki kayaların oluşturduğu gözlenmektedir. Yapısal dilimlerde, tektonik aktivite ve bu aktivitenin ürünleri değişmesine karşın, hepsinde de ortak etkin olan sistem bölgedeki son tektonik aktiviteyi oluşturan makaslama gerilimidir. Bu tektonik etkinlik yaklaşık doğu-batı uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı sistem ile bu sistemin eşleniği olan kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı sol yönlü doğrultulu atımlı faylardan oluşmaktadır.

4.3.1.1 Kızılkuyu Yapısal Dilimi

İnceleme alanı doğu sınırı ile Saimbeyli Fay Zonu arasında kalan kesimde yer alan tektonik dilim, Devoniyen ve Karbonifer'e ait devrik tabakalar ve bu tabakalar tarafından tektonik olarak üzerlenen Permiyen ve Triyas yaşlı kayalardan oluşmaktadır. Dilimin en üstünde ise Alt Miyosen yaşlı karasal ve sığ ortam ürünü Sümbüldağ formasyonu yer almaktadır. Sümbüldağ formasyonu diğer birimler üzerinde açısal uyumsuz konumludur. Yaklaşık doğu-batı doğrultulu sıkışmanın egemen olduğu dilim içerisinde birimlerin oldukça kıvrımlı ve kırıklı yapılı oldukları gözlenmektedir. Kıvrım eksenleri yaklaşık kuzey-güney gidişli olup genellikle eğik, yer yer de devrik konumlu oldukları gözlenmektedir. Dilim içerisinde Geyik tepe (D33) kuzeyinde Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonu kireçtaşlarında, yüksek oranda demir zenginleşmesi izlenmektedir. Yapısal dilimde doğu batı sıkışma sisteminin ürünü itki faylarının yanı sıra, bunu enine kat eden, yaklaşık doğu-batı uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı faylar bulunmaktadır. Kızılkuyu Yapısal Dilimi; Saimbeyli Yapısal Dilimi tarafından, yaklaşık 30-35° eğimli ve ters bileşenli, kuzey yönünde gidildikçe, fay düzlemi eğiminin artıp, doğrultu atım bileşenin hakim olduğu Saimbeyli Fay Zonu boyunca üzerlenmektedir.

4.3.1.2 Saimbeyli Yapısal Dilimi

Doğuda Saimbeyli Fay Zonundan başlayıp, batıda KD-GB doğrultulu Armutalan Fayı'na kadar uzanan bir bölgede yer almaktadır. Saimbeyli Yapısal Dilimi; doğu ve batı da Prekambriyen-Ordovisiyen yaşlı kayalarla başlamakta ve tüm Paleozoyik birimlerinin yanı sıra Alt Triyas, Jura-Alt Kretase ve Tersiyer çökellerini barındırmaktadır. Dilim kendi içinde kıvrımlı, kırıklı ve faylı bir yapı sergilemektedir. Kıvrım eksenleri daha ziyade KKD gidişli olup kıvrımların eksen bölgelerine yakın kesimlerinden kırılarak; genellikle düşey, yer yerde doğrultu bileşenli faylarla kesildikleri izlenmektedir. Dilim içerisinde Saimbeyli vadisi, Kandilli dadisi ve batıda Zoplar vadisi boyunca, antiklinal yapısı sergileyen kayaların, bu vadiler arasında kalan yüksek sırtlarda ise genellikle büyük senklinaller oluşturduğu gözlenmektedir.

Bu yapısal dilimde deformasyonun bütün türlerine rastlamak mümkündür. Ordovisiyen yaşlı şisti şeyllerde, daha ziyade derin kabuk deformasyonunu yansıtan, penetratif karakterli, eksen düzlemi klivajı (S1), non-penetratif krenülasyon klivajları (C', C'') ve

bunların yanı sıra iyi gelişmiş gerilme (stretching) lineasyonları izlenmektedir. Yine aynı birimde, progresif deformasyonun ürünü olarak kabul edilen, iyi gelişmiş kink kıvrımlarına sahip olduğu gözlenmektedir. Dilimin, Ordovisiyen sonrası çökel kayaları, daha ziyade yarı kırılgan ve kırılgan deformasyonun izlerini yansıtan yapılar içermektedir.

Saimbeyli Yapısal Dilimin önemli tektonik özelliklerinden biri, bölgedeki yaklaşık kuzey-güney doğrultulu sıkışmanın ürünü kıvrımların, daha sonra etkin olan yaklaşık doğu-batı doğrultulu sıkışma ile yok edilmiş olmasıdır. Dilimin değişik düzeylerinde yataya yakın, sıkışma bileşenini gösteren çubuksu kırılmalar izlenmektedir. Bu deformasyon yapılarına, Ordovisiyen'in üst düzeylerindeki silttaşı ve ince kumtaşı düzeylerinde, Puşçutepe formasyonu şeyllerinde ve At Triyas yaşlı Katarası formasyonunun mor, yeşil renkli siltli düzeylerinde rastlamak mümkündür. Özellikle Gümüşali formasyonunun şeyl, kireçtaşı ardalanımlı düzeylerinde ise yarı plastik deformasyonun ürünü olan budensi yapıyı görebilmek mümkündür. Yine Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonunun, kalın, iyi tabakalı kireçtaşı düzeylerinde iyi gelişmiş makaslama çatlaklarının yanı sıra, kalsit dolgulu bu çatlak düzlemlerinin 'S' ve 'Z' şekilli asimetrik shear yapıları sergilediği gözlenmektedir..

Doğusunda ve batısında iki itki fayı (Saimbeyli Fay Zonu ve Armutalan Fayı) ile sınırlandırılmış olan Saimbeyli Yapısal Dilimi, her iki sınırında da, daha ziyade Prekambriyen-Ordovisiyen yaşlı kayaların, Orta-Üst Devoniyen yaşlı Şafaktepe ve Gümüşali formasyonları ile dokanak halinde olduğu izlenmektedir. Dilim, doğuda Kızılkuyu Yapısal Dilimi'ni, batıda ise Güzpınarı Yapısal Dilimi'ni, bu itki fayları ile üzerlemektedir.

4.3.1.3 Güzpınarı Yapısal Dilimi

Armutalan Fayı batısında yer alan yapısal dilim, Prekambriyen, Kambriyen ve Ordovisiyen kayalarının ağırlıklı olarak yer aldığı inceleme alanındaki, Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik dönemlerine ait tüm sedimenter birimleri kapsamaktadır. Güzpınarı Yapısal Diliminde hakim yapı, yaklaşık doğu-batı gidişli, doğuya dalımlı büyük senklinal ve antiklinaller ile aynı yönlü genellikle ters bileşenli eğim atımlı faylardan oluşmaktadır.

Güzpınarı Yapısal Dilimi kendi içinde kuzeyden güneye doğru 3 farklı yapısal as kata bölünmektedir. Bunlar; kuzeyde, düşeye yakın ters bileşenli faylarla sınırlandırılmış bulunan Gürümze Yapısal Dilimi, ortada Süphandere Yapısal Dilimi ve güneyde ise doğuya dalımlı bir antiklinalin oluşturduğu Yaylapınarı Yapısal Dilimleri dir..

Gürümze Yapısal Dilimi

Güzpınarı Yapısal Diliminin en kuzeyini oluşturan Gürümze Yapısal Dilimi, Gürümze köyü (B5), Alıçlı tepe (A3), Akoluk gediği (A2), Sarıkaya mevkii (A3), Katranpınarı mevkii (A5), Zivar tepe (A6) civarında mostra vermektedir (EK II). Alt Devoniyen yaşlı Ayıtepesi formasyonunun kuvarsitik kumtaşları ile başlayıp Üst Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonunun bol algli, biyomikritik kireçtaşları ile son bulmaktadır. Dilim; güneyde Ordovisiyen yaşlı Armutudere formasyonun silttaşı ve şeylli düzeylerinin yanı sıra, Prekambriyen-Kambriyen yaşlı Emirgazi formasyonu ve Değirmentaş formasyonu ile sınırlandırılmış olarak yer almaktadır. Gürümze köyü kuzey batısındaki Mezar tepe civarında Emirgazi ve Değirmentaş formasyonlarına ait, kuvarsitler, volkanoklastik çakıllı ve kumlu düzeyler ve karbonatlı kayaçların oluşturduğu birimlerin, tektonik melanj şeklinde, ince dilimler halinde mostra verdiği gözlenmektedir.

Süphandere Yapısal Dilimi

Süphandere Yapısal Dilimi, Güzpınarı Yapısal Dilimi içerisinde en fazla alan kaplayan tektonik dilim olup, Prekambriyen-Üst Devoniyen yaş aralığındaki temel kayalar ve bunları açısal uyumsuz olarak üzerleyen Miyosen yaşlı Sümbüldağ formasyonunun karasal çökellerini barındırmaktadır. Yaklaşık kuzey-güney yönlü sıkışmanın hakim olduğu sistem içerisindeki etkin yapı, eksenleri genellikle doğu- batı gidişli kıvrım sitemleridir. Doğuda Saimbeyli Yapısal Dilimi tarafından Armutalan Fayı ile üzerlenen dilim, kuzey ve güneyinde ise düşeye yakın faylarla Gürümze ve Yaylapınarı Yapısal Dilimleri ile tektonik sınırlıdır. Dilim içerisindeki Gavuroluğu Antiklinali, İncekarış Senklinali ve Çorak Antiklinali, yaklaşık doğuya dalımlı, Dedetepe Antiklinali ise BKB ya dalımlı olarak yer almaktadır. Ayrıca yapısal dilimin en batısında KKB gidişli eksene sahip, GB ya devrik konumlu Gözlek Antiklinali yer almaktadır. Sıkışma bileşenli bu kıvrım sistemlerinin KD-GB uzanımlı sol yönlü

doğrultu atımlı ve yaklaşık D-B uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı konjugate faylarla kesilerek ötelendikleri gözlenmektedir.

Yaylapınarı Yapısal Dilimi

Güzpınarı Yapısal Diliminin en güneyinde, Yaylapınarı köyü ile Dülelli köyleri arasında kalan alanda yer almaktadır. Dilimin taban düzeyi Alt Devoniyen yaşlı Ayıtepesi formasyonu ile başlamakta, tavan düzeyini ise Jura-Alt Kretase yaşlı Köroğlutepesi formasyonunun mikritik ve dolomitik kireçtaşları ve Miyosen yaşlı Sümbüldağ formasyonunun çakıllı düzeyleri oluşturmaktadır. Yaylapınarı Yapısal dilimi doğuda Saimbeyli, kuzey ve batısında ise Süphandere Yapısal Dilimleriyle yüksek açılı ters bileşenli fay sistemleri ile sınırlandırılmaktadır. Dilim içerisinde hakim yapıyı, çekirdeğinde Yaylapınarı köyü'ndeki Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonunun yer aldığı, ekseni yaklaşık D-B gidişli ve doğuya dalımlı Yaylapınarı Antiklinali oluşturmaktadır.

4.3.2 Yapısal Jeoloji

İnceleme alanında Prekambriyen-Kuvaterner yaş aralığında kalın bir çökel istif bulunmaktadır. Bu kalın istif, farklı dönemlerdeki deformasyon fazlarının etkisi altında oldukça karmaşık bir yapı sunmaktadır. Bölgedeki mikro ve makro deformasyon yapılarının yönelimindeki değişkenlik, çok fazlı tektonik etkiyi açıkça ortaya koymaktadır. Paleo ve Neotektonik dönemlere ait yapıların hakim olarak izlendiği sahada, kıvrımlanmış kıvrımların varlığı, mikro ölçekte izlenen mineral uzamaları, gerilme lineasyonları, 'S' yapıları, C, C' ve C'' shear yapıları (Passhier ve Trouw 1996) ile açığa çıkmaktadır. Bölge doğusunda kıvrımlar KKD gidişli ve simetrik olup, yer yer eğik veya devrik bir şekilde izlenmekte, inceme alanının batısında ise ekseni D-B gidişli doğuya dalımlı kıvrımlar gözlenmektedir. Fay sistemleri; inceleme alanı doğusunda genellikle K-G doğrultulu ters bileşenli, düşey atımlı faylar ve KKD-GGB doğrultulu ters faylar şeklinde izlenirken, bölge batısında; genellikle D-B ve KB-GD doğrultulu ters bileşenli, düşey atımlı faylar şeklindedir. Doğrultu atım, sistemi bölgenin tamamında benzer bir yapıda olup, KB-GD uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı faylar ve yaklaşık D-B uzanımlı sağ yönlü doğrultulu atımlı faylar şeklinde izlenmektedir.

4.3.2.1 Uyumsuzluklar

Bölgede, stratifikasyondaki ilk kesiklik Erken Karbonifer sonunda (Sudetiyen Orojenik Fazı) açığa çıkmakta, bölge kara halini almakta ve kısa süreli bir aşınım evresi sonunda sığ denizel Üst Permiyen birimleri, açısal uyumsuz olarak daha yaşlı birimleri üzerlemektedir. Diğer bir uyumsuzluk dönemi, Jura öncesinde gerçekleşmiş olup, Alt Triyas sonunda (Erken Kimmeriyen Orojenik Fazı) bölgedeki devinim hareketleri ile karasallaşması ve Jura-Kretase yaşlı sığ denizel birimlerin açısal uyumsuz olarak bölgeyi bir şapka gibi örtmesiyle sonuçlanmıştır. İnceleme alanındaki deformasyon yapılarının oluşumunu saylayan etkin tektonizma, Kretase sonunda başlamış olup, kompresif ve bunun ürünü transform nitelikli rejimle gerçekleşmiştir.

İnceleme alanındaki önemli bir uyumsuzluk evresi de Neotetis okyanu'nun kapanım sürecinde, kompresif etkilerle bölgede süre gelen yükselmeye bağlı olarak, Miyosen dönemine değin devam eden çökelmezliktir. Miyosen dönemi sonunda bölge yeniden hızla yükselerek kara halini almış ve günümüze değin bu özelliğini korumuştur.

Bu uzun süreçli tektonik gelişim, zaman içinde ve değişen deformasyon koşullarında, bölgede, istifin farklı düzeylerinde, farklı yapıların oluşumunu sağlamıştır. Yapılar ayrıntılı bir şekilde ele alındığında, bunları plastik deformasyon yapıları, yarı plastik deformasyon yapıları ve kırılma yapıları şeklinde değerlendirmek mümkündür. Ayrıca kayaç içindeki dağılımı ele alındığında, deformasyonun, penetratif (kıvrımlar, klivajlar) yada non-penetratif (faylar, çatlak sistemleri, budenler, shear bandları) oluşu, bölgedeki yapıların ve tektonizmanın etkinliğinin anlaşılması için önemlidir.

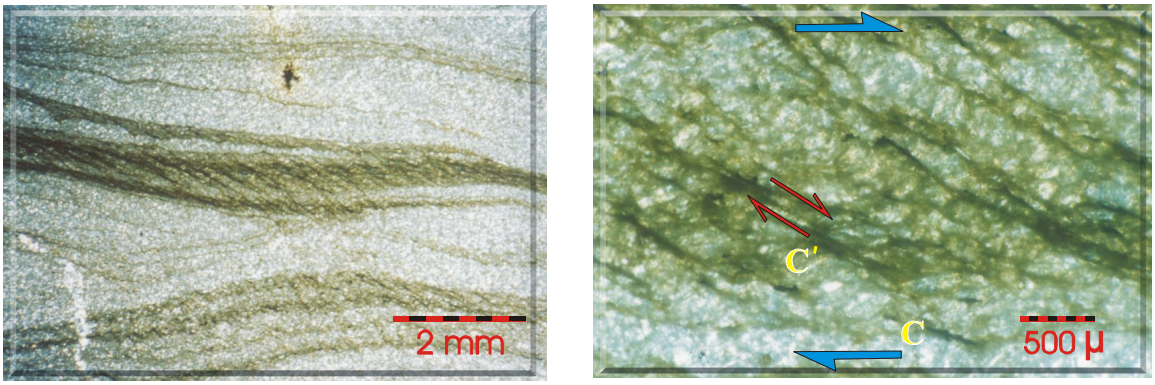
4.3.2.2 Plastik Deformasyon Yapıları

İnceleme alanında izlenen plastik deformasyon yapıları klivaj sistemleri, kink bantları, gerilme (stretching) lineasyonları, uzamış (elongate) mineraller, göz yapıları ile mikro ve makro kıvrımlardan oluşmaktadır.

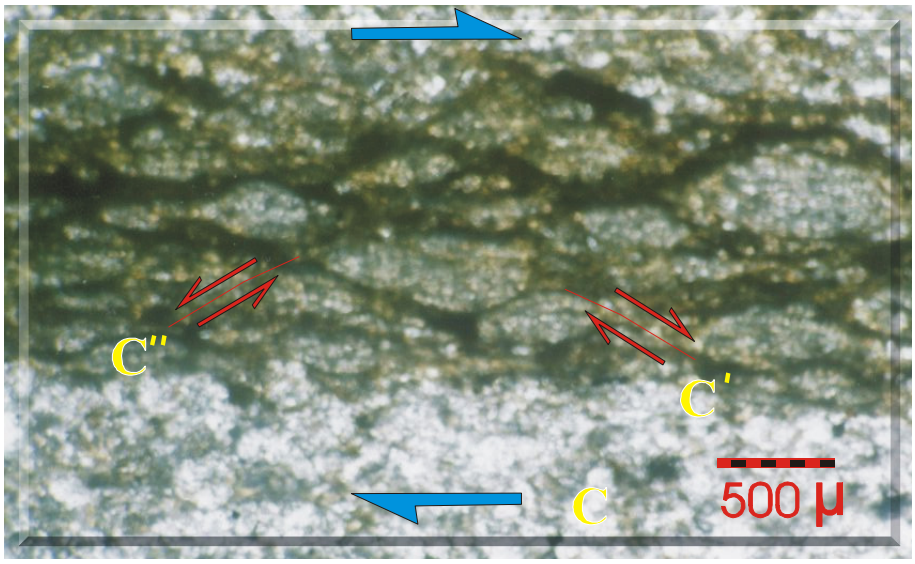
4.3.2.2.1 Klivajlar

Bölgedeki klivaj sistemi, özellikle Ordovisiyen kayalarının taban seviyelerindeki metapelitik düzeylerde izlenen, penetratif karakterli sleyti klivajlar ve penetratif

olmayan krenülasyon klivajlarından oluşmaktadır (Şekil 4-58, 59). Yaklaşık 250-300 metre kalınlıktaki bir zonda gözlenen bu yapılar inceleme alanında, Gürleşen doğusu, Saimbeyli ilçesi Şehitlik mevkii batısı, Çatak köyü, Güzpınarı köyü doğusu ve Gürümze köyü güneybatısı gibi birçok alanda izlenebilmektedir.



Şekil 4-58: Armutludere formasyonu'nda izlenen gerilme ürünü C ve C' shear band gelişimleri. Ana shear yönü üst, sağ olacak şekilde gelişmiştir. (a: silis içeriği yüksek siltli ve şeylli düzeylerde, klivaj gelişiminin farklı etkileri, b) shear sisteminin yakın görünümü, shear bandları ve mikrolithon gelişimi.

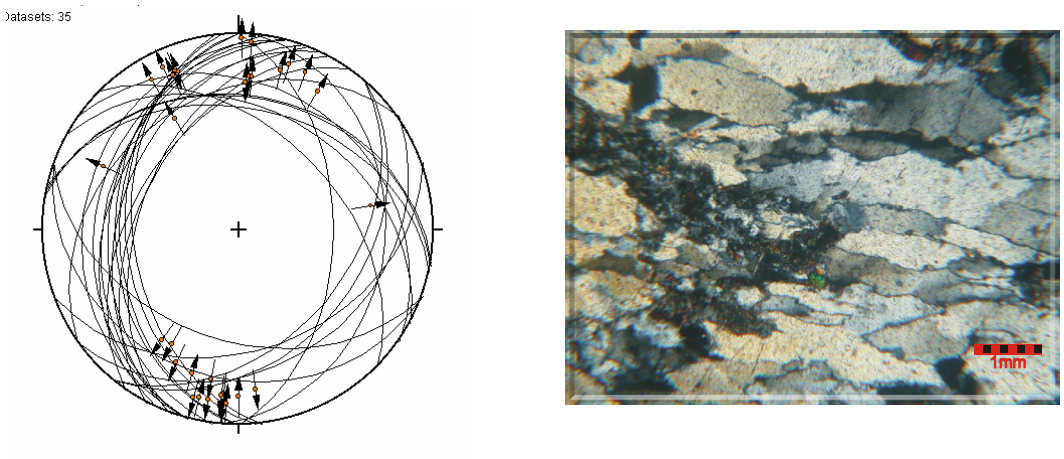


Şekil 4-59: Kambro-Ordovisiyen sıyrılma zonunda gelişen C, C', C'' shear yapıları ve örgülü klivaj gelişimi, shear domainleri ve mikrolitonlar.

Klivajlı yapı kayanın levhamsı düzlemler boyunca ayrılmasına neden olduğundan, kaya dayanımsız bir hal almakta, dolayısıyla bu düzey, oldukça az eğimli yumuşak morfolojiler şeklinde sahada izlenmektedir.

4.3.2.2.2 Lineasyonlar

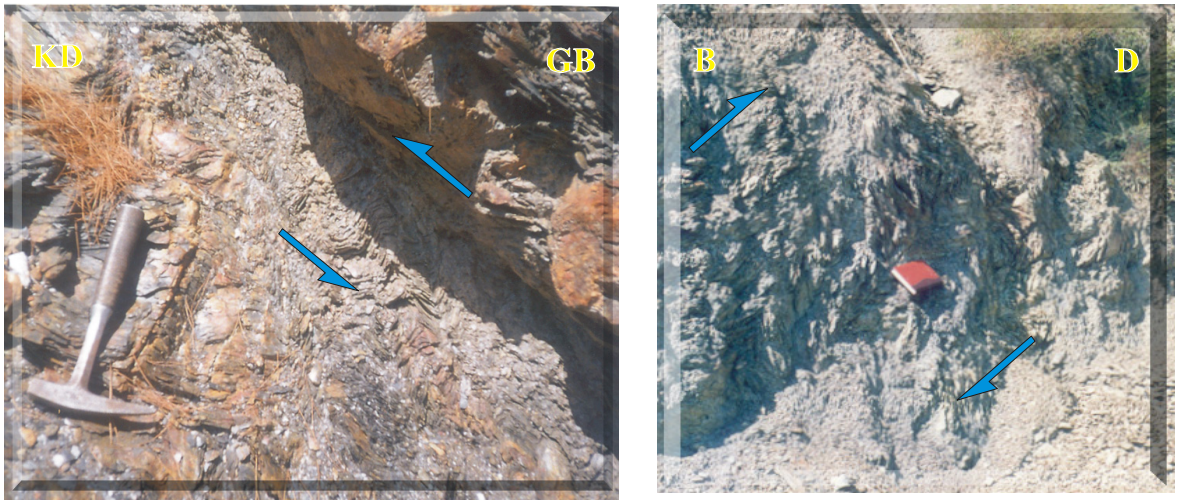
Ordovisiyen kayalarının metapelitik zonlarında, tabaka yüzeylerinde iyi gelişmiş gerilme (stretching) linasyonları ve mineral uzama lineasyonları izlenmektedir. Uzama lineasyonları genellikle K20B ile K30D aralığında gidişli olup (Şekil 4-60), Armutludere formasyonunun taban düzeylerinde, Orta-Üst Kambriyen yaşlı Değirmentaş formasyonu dokanağına yakın seviyelerde yaygın bir şekilde izlenmektedir. Gerilmeli bir sistemin ürünü olan bu tür yapıları, yüksek basınç ve düşük sıcaklıktaki, plastik deformasyonun doğurduğu yapılardır.



Şekil 4-60: Armutludere formasyonu'nun taban düzeylerinde gözlenen gerilme lineasyonları ile ait oldukları tabakalanma düzlemlerinin dağılımını gösterir stereografik projeksiyon ve uzamış kuvarslar.

4.3.2.2.3 Shear yapıları

Ordovisiyen yaşlı Armutludere formasyonunda, progresif deformasyonun devamında kayada non-coaxial deformasyon ürünü krenülasyon klivajlarının geliştiği gözlenmektedir. İnce dokulu, silisli ve killi laminasyonların izlendiği metapelitik kayalarda gelişen krenülasyonların, kaya içerisinde özellikle pelitik düzeylerle sınırlı kaldığı gözlenmektedir. Pelitik düzeylerde penetratif görünümlü yapıda izlenen bu yapıların, detay mikroskobik incelemelerinde pelitik, klivajlı zonlarında kendi içinde, silisli, klivajsız, mikro domainlere sahip olduğu gözlenmektedir (Şekil 4-58, 59). Klivajlı kayalarda kuvars minerallerinde uzama, mika fish yapıları ve basınç gölgelerinde ikincil kuvars minerali oluşumları izlenmektedir.

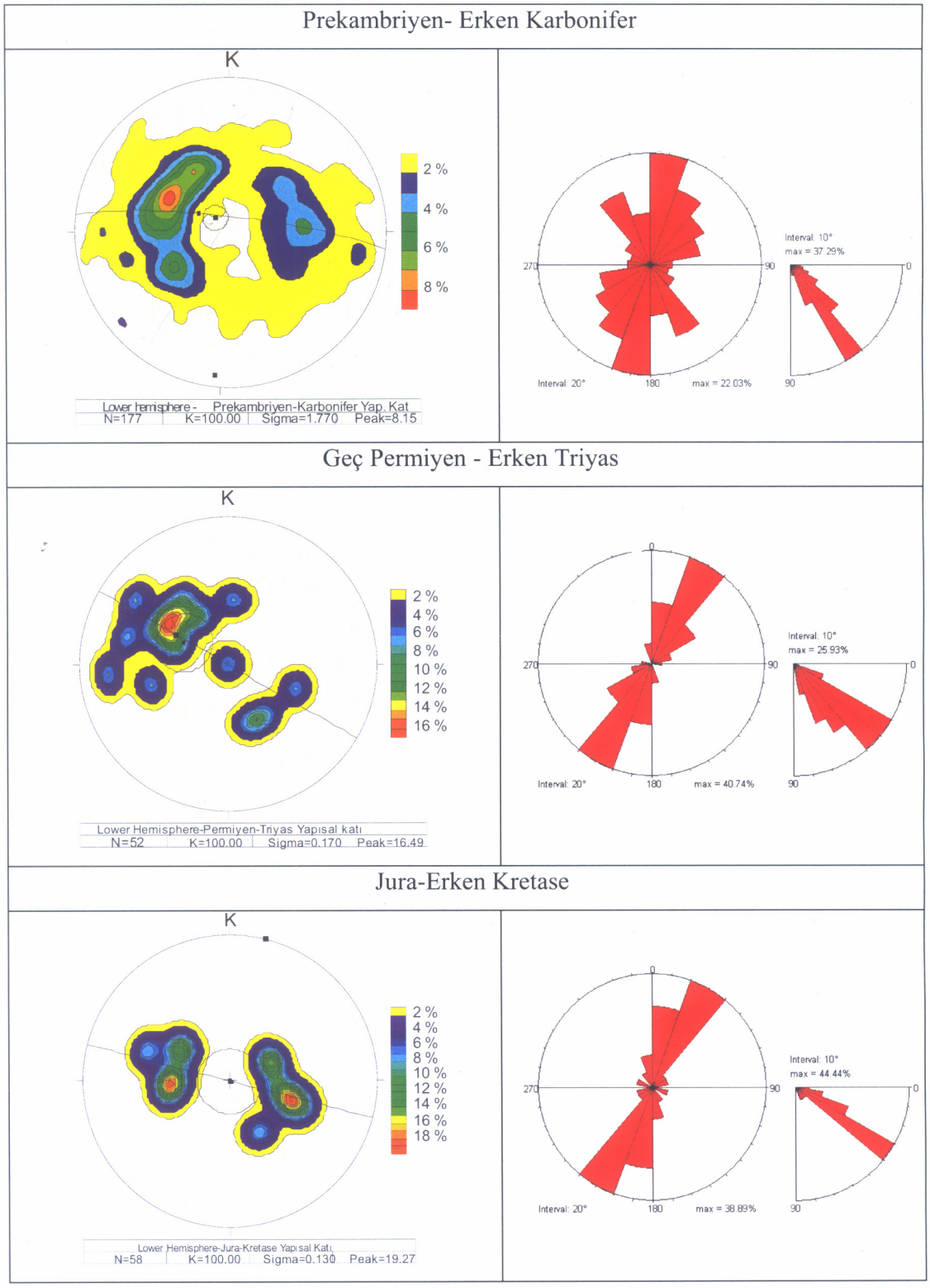


Şekil 4-61: Güzpınarı köyü doğusunda ve Gürleşen köyü'nde izlenen kink kıvrımlar.

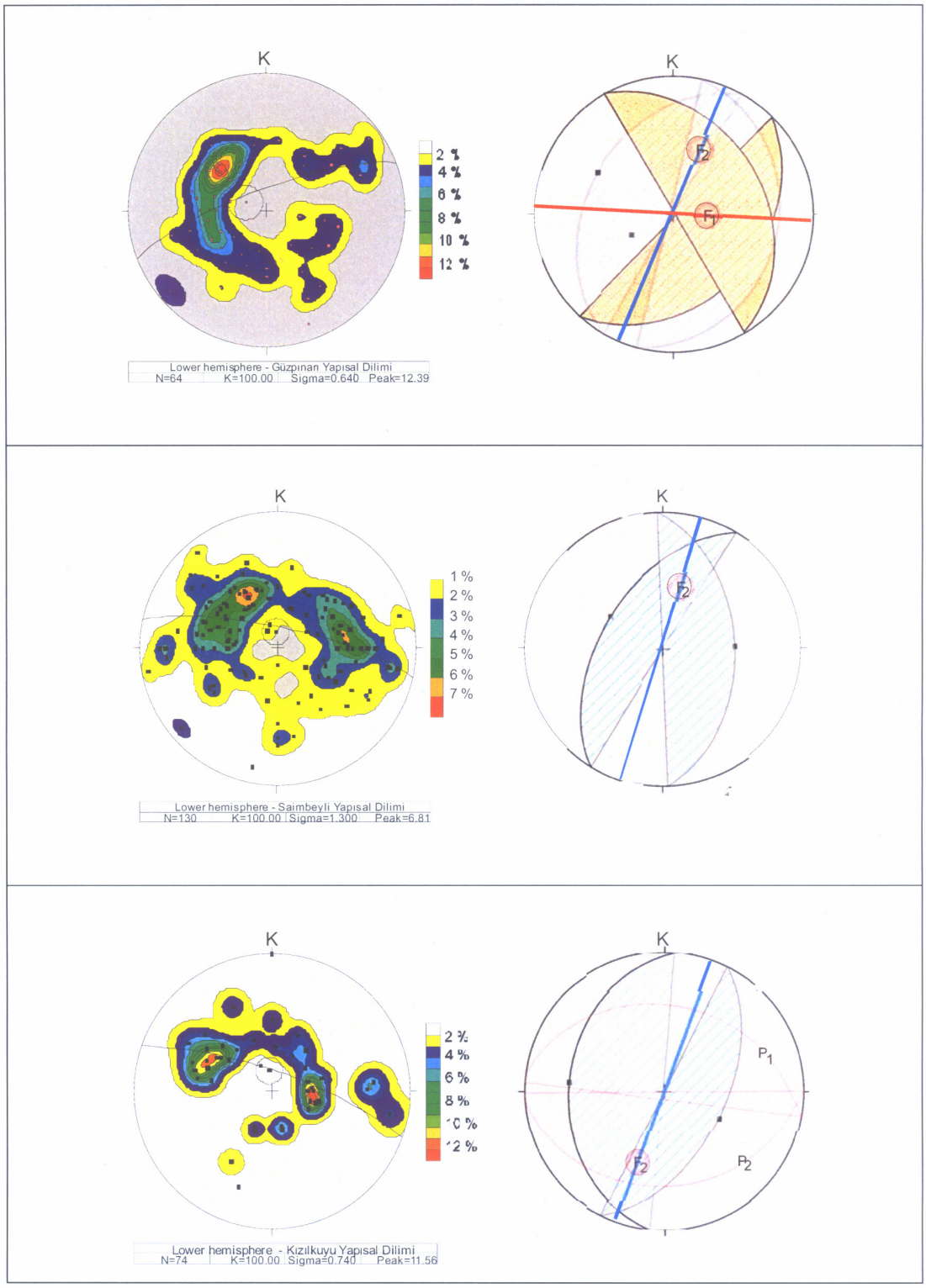
Shear yapılarının diğer önemli bir gurubunu da kink bandları (zig-zag kıvrımlar) oluşturmaktadır (Şekil 4-61). Sıkışma bileşenli bu yapılara bölgede daha ziyade Gürleşen köyü (K30), Güzpınarı köyü (D13) ve Yeniçeri mahallesinde (E14) rastlamak mümkündür. Kink kıvrımların eksenleri genellikle kuzey güney gidişlidir. Oldukça dar-sıkışık (2-10cm) yer yerde büyük hacimsel boyutlara ulaşan zonlarda izlenen bu yapıların bulunduğu kayaların, daha ziyade serizitli, mikalı oldukları ve dağılgan bir yapı sundukları gözlenmektedir.

4.3.2.2.4 Tabakalanma

İnceleme alanında Geyikdağı birliği paraotokton istifine ait kırıntılı ve karbonatlı birimlerin çoğunlukla iyi gelişmiş tabakalı yapıda oldukları izlenmektedir. ilk uyumsuzluğun gözlendiği Alt Karbonifer dönemi ve öncesi, formasyonlara ait düzlemlerin ortalama 50-60^0, Üst Permiyen-Alt Triyas yaşlı kayaçların 30-50^0, Jura-Alt Kretase yaşlı kayaçların ise 30-40^0 eğimlere sahip oldukları gözlenmektedir (Şekil 4-62). Saimbeyli ve Kızılyer Yapısal Dilimlerinde tabakalar genellikle KKD doğrultulu olup, bölgedeki kıvrımlı yapı dolayısıyla, eğimler GD ve KB yönlerinde gelişmiş bir şekilde izlenmektedir. İnceleme alanının batısında yaralan Güzpınarı Yapısal Diliminde ise doğrultuların daha ziyade DKD ve BKB şeklinde, eğimlerinin ise yaklaşık kuzey-güney yönlerinde oldukları gözlenmektedir. Kızılkuyu Yapısal Diliminde tabakalar genellikle devrik konumludur. (Şekil 4-63).



Şekil 4-62: İnceleme alanında farklı yapısal katlarda ölçülen tabaka düzlemlerinin stereografik izdüşümleri, doğrultu ve eğim miktarı gül diyagramları.



Şekil 4-63: Güzpınarı, Saimbeyli ve Kızılkuyu Yapısal Dilimleri'ne ait tabaka düzlemlerinin stereografik izdüşümleri ve ortalama yoğunluk stereogramları (F1, F2: Kıvrım eksenleri).

4.3.2.2.5 Kıvrımlar

Plastik deformasyon ürünü olan kıvrımlar penetratif nitelikli olup, inceleme alanındaki sıkışma tektoniğinin belirteci olarak karşımıza çıkmaktadır. Doğu Torosların batı kesiminde, genellikle bölgeyi etkileyen Alpin dönemine ait transformun doğurduğu sıkışmaya uygun olarak gelişen KKD uzanımlı kıvrımlar, bölgede hakim bir şekilde izlenirken; yapılan detaylı çalışmalar, inceleme alanı batısında bu transpresyonel tektonik rejim öncesinde gelişmiş DKD ve DB eksenli kıvrımların varlığını ortaya koymaktadır.

Çalışılan sahadaki yapısal dilimlerde kıvrımlanma mekanizması farklılıklar göstermektedir. Bu anlamda oluşum mekanizması ve yaşı itibariyle kıvrımları **Saimbeyli Kıvrım Gurubu** ve **Güzpınarı Kıvrım Gurubu** şeklinde ikiye ayırmak mümkündür.

Armutalan Fayı doğusundaki alanlarda gözlenen Saimbeyli Kıvrım Gurubunda, en batıda Armutalan Fayı'ndan başlayıp bölgeyi KKD yönünde kat ederek Çaldağına uzanan büyük bir senklinal, bu kıvrımın doğusunda ve ilintili, Kandilli vadisi boyunca uzanan bir antiklinal, Saimbeyli vadisi ile Kandilli vadisi'ni birbirinden ayıran sırt boyunca bir senklinal ve Saimbeyli vadisinin bulunduğu alanda ise doğu kanadı eğik-devrik olan büyük bir antiklinalden oluşmaktadır. İnceleme alanı doğusunda yer alan Kızılkuyu Yapısal Dilimi'nde, kıvrımlar eğik-devrik bir konumda izlenirken, Saimbeyli Yapısal Dilimi'nde, simetrik ve genellikle dalımsız, yer yer kuzeye dalımlı bir konumdadır. Saimbeyli Kıvrım Gurubu'ndaki bu kıvrımların, Miyosen dönemi ve sonrasında kıvrımlandığı, progresif sürecin devamında, bu büyük kıvrımların eksen bölgelerine yakın yerlerden genellikle düşey bileşenli faylarla ornatıldığı ve sonrasında yine aynı sistemin ürünü doğrultu atımlı faylarla eksen gidişlerinin büklümlendiği (Sağırseki Senklinali güneyi ve Dedetepe Senklinali kıvrım ekseni), yada ötelendiği gözlenmektedir. Deforme olan bu büyük kıvrım sistemlerinin kendi içinde, aynı oluşum mekanizması ve yönelimine sahip daha küçük, kıvrım parçacıklarına dönüştüğü gözlenmektedir..

İnceleme alanı batısında yer alan Güzpınarı Kıvrım Gurubu'ndaki, kıvrım gelişimi ise, eksenleri yaklaşık KKD ve D-B gidişli, çoğunlukla doğuya dalımlı bazen de BGB

ya dalımlı kıvrımlar ile, bu kıvrımların kanatlarında gelişen K-G gidişli genellikle simetrik ikincil küçük kıvrımlar şeklindedir. Güzpınarı Kıvrım Gurubu'na ait kıvrımlarda, Paleosen-Eosen dönemi KKB (yaklaşık kuzey-güney) doğrultulu sıkışmanın doğurduğu, ekseni yaklaşık D-B gidişli kıvrımların, Miyosen ve sonrası dönemdeki BKB (yaklaşık doğu-batı) doğrultulu transpresif sıkışma etkisinde, genellikle doğu yönünde dalımlı yapı kazandıkları gözlenmektedir.

İnceleme alanındaki morfolojik yapıyı, kıvrım türlerinin belirlediği gözlenmektedir. büyük antiklinallerin yer aldığı alanların, bölgedeki vadileri; senklinallerin yer aldığı alanların ise bu çöküntü alanlarını birbirinden ayıran yüksek sırtları oluşturduğu gözlenmektedir. Bu durum, büyük antiklinallerin kıvrım eksenlerine yakın kesimlerinde fay zonlarının yoğunlaşması, süreksizlikler oluşturup, mekanik olarak kayayı zayıflatması ve bu süreksizlik düzlemleri boyunca, yer altı ve yüzey sularının alterasyona neden olmasından kaynaklanmaktadır.

İnceleme alanında yer alan kıvrımların başlıcaları ve özellikleri, doğudan batıya doğru aşağıda sunulmuştur.

Göl Tepe Senklinali

Kızılkuyu Yapısal Dilimi'ne ait olan kıvrım, Saimbeyli İlçesi güneydoğusundaki Göl tepe (H32), Delikkaya (H31), Kayabaşı (J32) ve Mal tepe (I32) de Permiyen ve Triyas yaşlı kayalarda gözlenen, K20D gidişli dalımsız, kıvrım eksen düzlemi eğik, asimetrik bir senklinaldir. Kıvrım kanatları arasındaki açıya göre Fleuty (1964)' nin dar kıvrım, eksen konumu dikkate alındığında Ramsay ve Huber (1989) 'in Tip 0 kıvrım gurubuna girmektedir. Kıvrımın her iki yanında, Permiyen yaşlı birimlerin Göl Tepe kıvrımlanmasına uygun antiklinal ve senklinaller yaptığı gözlenmektedir. Kıvrım yaklaşık doğu-batı yönlü bir sıkışmanın ürünü olarak gelişmiştir.

Saimbeyli Devrik Antiklinali

Saimbeyli vadisi boyunca izlenen asimetrik kıvrımın, doğu kanadı devrik olup, devrik kanatta, Devoniyen yaşlı, Şafaktepe formasyonu, Gümüşali formasyonu ve Alt Karbonifer yaşlı Ziyarettepesi formasyonu yer almaktadır. Doğu kanat Kızılkuyu Fayı ile Üst Permiyen yaşlı kireçtaşları üzerinde tektonik olarak durmaktadır. Batı kanat ise

doğu kanada nazaran daha az eğimli olup normal konumludur. Kıvrımın doğu kanadı kuzey yönünde dikleşerek, Saimbeyli kuzeyinde kıvrım asimetrisinin arttığı gözlenmektedir. Kanatlar arası açıya göre Fleuty (1964)' nin sıkışık kıvrım gurubunda yer almaktadır. Saimbeyli Fay Zonu'nun Saimbeyli güneyindeki bindirme karakteri dolayısıyla kıvrım çekirdeğindeki yaşlı birimler oldukça geniş alanlar kaplarken, kuzeyde aynı fayın sağ yönlü doğrultu atımlı fay niteliği kazanması nedeniyle temele ait birimler, oldukça sınırlı alanlarda yüzeye çıkabilmektedir. Antiklinalin çekirdeğinde Saimbeyli Fay Zonu boyunca dilimler halinde yüzeye çıkan Emirgazi formasyonuna ait, yeşil bordo renkli kuvars kumtaşları ile volkanik çakıllı düzeyler ve bu kırıntılılar içerisinde gözlenen Değirmentaş formasyonunun mermerimsi kireçtaşı blokları yer almaktadır.. Saimbeyli devrik antiklinalinin kanatları, kuzey-güney doğrultulu düşey faylar ve K50-80B uzanımlı, sol yönlü doğrultu atımlı faylarla kesilmektedir. Kıvrım; yaklaşık D-B yönlü sıkışma sisteminin ürünü olup sıkıştırıcı kuvvet çiftinin asimetrik davranışı tabakaların devrilmesini ve eksen düzlemindeki eğikliği sağlamıştır. Kıvrımın eksen düzlemi Saimbeyli güneyinde yaklaşık K10B doğrultulu ve 35-38^0 GB ya eğimlidir.

Sağırseki Senklinali

İnceleme alanının doğusunda yer alan Saimbeyli vadisi'nin güney batısındaki yüksek sırtlar boyunca, güney yönünde genişleyerek izlenen kıvrım, Tütüncüatak tepe (M24) ile Alibey kayası (I28) arasında yer almaktadır. Kıvrım kanatları arasındaki açıya göre Fleuty (1964)' nin açık kıvrım, eksen konumu dikkate alındığında Ramsay ve Huber (1989)' in Tip 0' kıvrım gurubuna girmektedir. Senklinalin çekirdeğinde yer alan Jura-Alt Kretase yaşlı Köroğlutepesi formasyonuna ait kireçtaşlarının, kıvrıma dahil olan, üzerlediği Paleozoyik yaşlı birimlere nazaran daha az eğimli olduğu gözlenmektedir. Kıvrımın doğu kanadında Köroğlutepesi formasyonu, Yığılıtepesi formasyonu, Gümüşali formasyonu ve Şafaktepe formasyonu yer almaktadır. Batı kanat ise güneybatıda, kendi içinde kıvrımlar yapmakta, Tütüncüatak tepe batısından geçen Koccağız Fayı ile sınırlandırılmakta ve kuzeyde Pınarcık deresi boyunca, Belancık Antiklinali doğu kanadını oluşturmaktadır.

Belancık Antiklinali

Belancık tepe ile Mahmutlu köyleri arasında yer alan bir yaklaşık kuzey-güney gidişli eksene sahip olan Belancık Antiklinali, kıvrım çekirdeğinde Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonunun yer aldığı, asimetrik bir antiklinal niteliğindedir. Kıvrımın batı kanadındaki Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonu kireçtaşları doğu kanattakine göre daha dik eğime sahiptir. Kanatlar arası açıya göre Fleuty (1964)' nin açık kıvrım, eksen konumu dikkate alındığında Ramsay ve Huber (1989) 'in Tip 0' kıvrım gurubuna girmektedir. Kıvrımın batı kanadı Koçcağız Fayı ile sınırlandırılmaktadır.

Kandilli Antiklinali

Kıvrım, inceleme alanının kuzeydoğusunda yer almakta ve Kandilli vadisi'nin kuzeyindeki Kandilli köyü (C25) ile, Aşağı Mahalle (G24) arasında, yaklaşık K25D gidişli olarak izlenmektedir. Kocaçam tepede (B26) kıvrımın çekirdeğindeki Silüriyen yaşlı kayalar, vadiyi kıvrım eksenine paralel kat eden düşey faylar boyunca horst şeklinde yükselerek yüzeye çıkmışlardır. Antiklinalin eksen kısmı, fayların oluşturduğu süreksizliklerin aşınımı kolaylaştırması nedeniyle, çöküntü konumunda olup, her iki kanatta Permiyen ve Jura-Kretase yaşlı daha dayanımlı karbonatlı birimler, yüksek sırtları temsil etmektedir. Kandilli Antiklinali, kıvrım ekseni düşük açılı kuzeydoğuya dalımlı olup, doğu kanadı daha yüksek açılı asimetrik bir kıvrımdır. Özellikle doğu kanadının düşey faylarla eksene paralel olarak kat edildiği, ayrıca doğu-batı uzanımlı, sağ yönlü doğrultu atımlı faylarla ötelendiği gözlenmektedir.

Çaldağı Senklinali

Kandilli vadisi'nin batısında, yaklaşık kuzey-güney uzanımlı Çaldağı boyunca yer almaktadır. Kuzeyde Körkuyu yaylasından (A24) başlayıp, güneye doğru, Uzunyazı mevkii (E22), Kaplan gediği (H22) ve Gökyumru (H22) ya değin uzanmakta, daha güneyde Dede tepe ve Karakuz Senklinallerine dönüşmektedir. Ekseni, güneyde yaklaşık kuzey-güney gidişli olan kıvrım; kuzeyde Uzunyazı mevkii ile Göle tepe (A25) istikametinde K30D gidişli uzanıma sahip olarak sahada izlenmektedir. Kıvrım çekirdeğinde Jura-Alt Kretase yaşlı Köroğlutepesi formasyonu yer alırken, doğu kanatta Üst Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonu, Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonu, Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonu ve Alt Devoniyen yaşlı Ayıtepesi formasyonu mostra vermektedir.

Kıvrımın doğu kanadı, yaklaşık doğu-batı uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı ve KKD uzanımlı, ters bileşenli düşey faylarla kesilmektedir. Kıvrımın batı kanadı ise Haçbel kuzeyinde, Armutalan bindirmesine değin uzanmakta, Prekambriyen-Kambriyen yaşlı Emirgazi formasyonu ile başlayıp, Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonuna kadar eksiksiz bir şekilde devam etmektedir. Haçbel Fayı ile kesilen batı kanatta, fayın güneyinde, Haçbel Fayının düşey bileşenli, çatallanan kolları ile kesilmekte, kendi içinde kıvrımlar oluşturmaktadır. Bu kanattaki kıvrımlanmalar, Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonu ve Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonunun yaygın mostralarına olanak sağlamaktadır. En batıda, Armutalan Fayı ile başlayan kanadın diğer tabakaları, Laleçukuru'ndaki Jura-Alt Kretase yaşlı Köroğlutepesi formasyonu altında kaldığı için kuzeyde görülen batı kanadındaki formasyonlar bu sahada izlenememektedir.

Kıvrımın kanatları boyunca alınan ölçümlerde Çaldağı senklinalinin simetrik ve dalımsız karakterli olduğu ve kanatlar arasındaki açıya göre Fleuty (1964)' nin açık kıvrım gurubuna girdiği görülmektedir. Kıvrım çekirdeğindeki Köroğlutepesi formasyonunun altında yer alan diğer birimlere nazaran daha düşük açılı bir yapıda olduğu gözlenmektedir.

Dede Tepe Senklinali

Dede Tepe Senklinali, Çaldağı güneyinden başlayıp, Dede tepe (J22) güneyine değin uzanmaktadır. Kıvrım çekirdeğinde, kuzeyde Çaldağında Jura-Kretase yaşlı Köroğlutepesi formasyonu, güneyde ise Üst Permiyen yaşlı Yığılı tepe formasyonu yer almaktadır. Kıvrım ekseni kavisli bir yapı sergilemekte ve kuzeydoğu gidişli olarak izlenmektedir. Doğu kanadı, Alt Devoniyen yaşlı Ayıtepesi formasyonu, Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonu, Alt Karbonifer yaşlı Ziyarettepesi formasyonu ve Üst Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonundan; batı kanadı ise Üst Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonu, Alt Karbonifer yaşlı Ziyarettepe formasyonu, Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonu ve Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonundan oluşmaktadır. Kıvrım simetrik karakterli olup, kanatlar arasındaki açıya göre Fleuty (1964)' nin dar kıvrım gurubuna girmektedir. Kıvrım doğu kanadı Cumhurlu Fayı ile

sınırlandırılmaktadır. Dedetepe Senklinali güneyde Çürükler-Kazanlı mahalleleri arasındaki devamında Karakuz Senklinali bulunmaktadır.

Karakuz Senklinali

Karakuz Senklinali bölgede gözlenen en belirgin kıvrımlardan biri olup, incelenen alanda, Tersiyer çökelimi dışındaki, stratigrafik istifin tamamını eksiksiz olarak etkilemesi dolayısıyla da önemli bir yapıdır. Kıvrım çekirdeği, Kazanlı ve Çürükler mahalleleri arasında kuzeydoğu uzanımlı olarak yer alan düşey fayla yüzeye çıkmış bulunan Ziyarettepesi formasyonuna ait birimlerden oluşmaktadır. Kıvrımın doğu ve batı kanatlarında, Devoniyen öncesi birimlerin, daha genç birimlere nazaran, düşük eğimli oldukları, bu haliyle kıvrımın kendi içinde, çekirdeğe doğru sıkışık bir hal aldığı gözlenmektedir. Karakuz Senklinali kuzeybatı uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı Kazanlı Fayı ile kat edilmektedir. Kıvrımın özellikle batı kanadındaki Ziyarettepesi formasyonunun kendi içinde bir çok antiklinal ve senklinaller yaptığı, bu nedenle batı kanadının olması gerekenden daha geniş yüzey alanı kapladığı gözlenmektedir. Karakuz Senklinali Orta Devoniyen öncesi tabakalarının, kanatlar arasındaki açıya göre Fleuty (1964)' nin açık kıvrım, Orta Devoniyen sonrası kayaların yeraldığı, kıvrımın orta kesimi ise, dar kıvrım gurubuna girmektedir. Batıda Armutalan Fayı, doğuda ise Cumhurlu Fayı ile sınırlandırılmaktadır.

Kızılağaç Antiklinali

İnceleme alanın kuzeyinin orta kesiminde bulunmaktadır. Kıvrım ekseni, Çatak köyü (A20) ile Kocakaya (A16) arasında yer alan ve Çorak köyü'nden geçen nehir boyuncayaklaşık doğu-batı gidişli olup, nehrin her iki yanında kanatları belirgin olarak izlenmekte ve doğuya dalımlı belirgin bir antiklinal yapısı sunmaktadır. Kuzey kanadının büyük bölümü inceleme alanı dışında yeralan kıvrımın, ekseni boyunca doğrultu atımlı sağ yönlü fayla kesildiği görülmektedir. Kıvrım doğuda Armutalan Fayı ile kesilmekte ve Çaldağı Senklinali'nin batı kanadına ait birimlerle üzerlenmektedir. Batıda ise KD uzanımlı düşey bir fayla sınırlandırılmaktadır. Kanat açıklığına göre Fleuty (1964)' nin dar kıvrım gurubuna girmektedir. Kızılağaç Antiklinali, güneyde sol yönlü doğrultu atımlı Karatepe Fayı ile kesilmekte olup, güney kanadının daha güneyinde yeralan, önce İncekarış Senklinali, sonra da Gavuroluğu Antiklinali'ne geçilmektedir.

İncekarış Senklinali

İncekarış tepe (D16) ve etrafını kuşatan kıvrım çekirdeğinde, Şafaktepe formasyonunun kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşları yer almaktadır. Bozbelen Antiklinali'nin doğu kanadında yer alan kıvrım, doğuya dalımlı olup, doğuda Karatepe Fayı ile sınırlandırılmaktadır. Kıvrımın her iki kanadı da doğrultu atımlı faylarla kesilmektedir. Kuzeyinde, Kızılağaç Senklinali, güneyinde ise Gavuroluğu Antiklinali yeralmaktadır. Kanat açıklığına göre Fleuty (1964)' nin açık kıvrım gurubuna girmektedir. Bölgedeki diğer senklinallerde olduğu gibi çevresindeki alanlara göre yüksek bölgeleri oluşturmaktadır. Kıvrım çekirdeğindeki Şafaktepe formasyonunun, kıvrıma oblik küçük ikincil kıvrımlar geliştirdiği gözlenmektedir.

Gavuroluğu Antiklinali

Güzpınarı köyü (D13) ile Yavşancılkaya (F18) güzergahı boyunca izlenebilen kıvrım, Yeniçeri mahallesi (E14), Göğboyun (F15), Gavuroluğu tepe (E16) gibi mevkileri içine almaktadır. Gavuroluğu Antiklinali mostrasının, doğu yönünde Yavşancıl kaya hizasına yakın bir bölgede 'V' şeklini alması, kıvrımın doğuya dalımlı olmasından kaynaklanmaktadır. Ekseni yaklaşık doğu-batı gidişli olan kıvrım, Bozbelen Antiklinali'nin doğu kanadında yeralmaktadır. Kıvrımın güney kanadı kuzeydekine nazaran daha uzun mesafeler kat etmektedir. Kanat açıklığına göre Fleuty (1964)' nin açık kıvrım gurubuna girmektedir. Kıvrımın çekirdeğinde yer alan Ordovisiyen kayalarının kıvrım eksenine dik, en dışında yer alan Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonunun kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarının ise kıvrım eksenine oblik küçük ikincil kıvrımlar geliştirdiği gözlenmektedir. Kıvrımın kuzey kanadının konjugate doğrultu atımlı faylarla kesildiği, güney kanadının ise Miyosen çökelleriyle örtüldüğü görülmektedir. Gavuroluğu Antiklinali; doğuda Armutalan ve Kazanlı Fayları'yla kesilmektedir. Kıvrım güneyde Döştepe Fayı ile Yaylapınarı Antiklinali'ne dayanmaktadır.

Bozbelen Antiklinali

Kıvrım çekirdeğinde bölgenin en yaşlı kayaları olan Emirgazi formasyonunun kırıntılı birimlerinin yer aldığı Bozbelen antiklinali, KD-GB uzanımlı olup, kıvrım ekseni güney batıya dalımlıdır. Kıvrım doğu kanadının, kuzey-güney yönlü sıkışma ile yeniden kıvrımlandığı ve dalımlı antiklinal ve senklinaller (Kızılağaç Antiklinali,

İncekarış Senklinali, Gavuroluğu Andiklinali) yaptığı gözlenmektedir. Kıvrım; doğuda Armutalan bindirmesi, güneyde ise Döştepe Fayı ile sınırlandırılmaktadır. Kanat açıklığına göre Fleuty (1964)' nin açık kıvrım gurubuna girmektedir. KB uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı ve yaklaşık D-B uzanımlı sağ yönlü doğrultulu atımlı faylar ile kıvrım ekseninin ötelendiği gözlenmektedir. Kıvrım inceleme alanı dışında, kuzeyde Deli Ahmet Bindirmesi ile sınırlandırılmaktadır. Kıvrımın çok fazlı deforme yapısı dikkate alındığında, Ramsay ve Huber (1989) 'in Tip 1 kıvrım gurubuna girmektedir.

Yayla Pınarı Antiklinali

İnceleme alanı güneybatısındaki Yaylapınarı köyü (M8), Kızılkaya (M8), Çiğdem dağı (K6), Sandıkkayası (N9) ve Kalamak gediği (M9) civarındaki, Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali ve Jura-Alt Kretase yaşlı Köroğlutepesi formasyonu aralığındaki kayaların kıvrımlanarak oluşturduğu bir yapıdır. Kıvrım ekseni doğu-batı gidişli olup, doğuya dalımlıdır. Kıvrım çekirdeğini, Yaylapınarı köyü'nün de yer aldığı bölgede Gümüşali formasyonu oluşturmaktadır. Kıvrım her yönde düşey bileşenli faylarla sınırlandırılmış olup, düşen blokların tarafında yer almaktadır. Batıda, Miyosen yaşlı oldukça kalın karasal sedimanlarla üzerlendiği gözlenmektedir. Kanat açıklığına göre Fleuty (1964)' nin dar kıvrım gurubuna girmektedir.

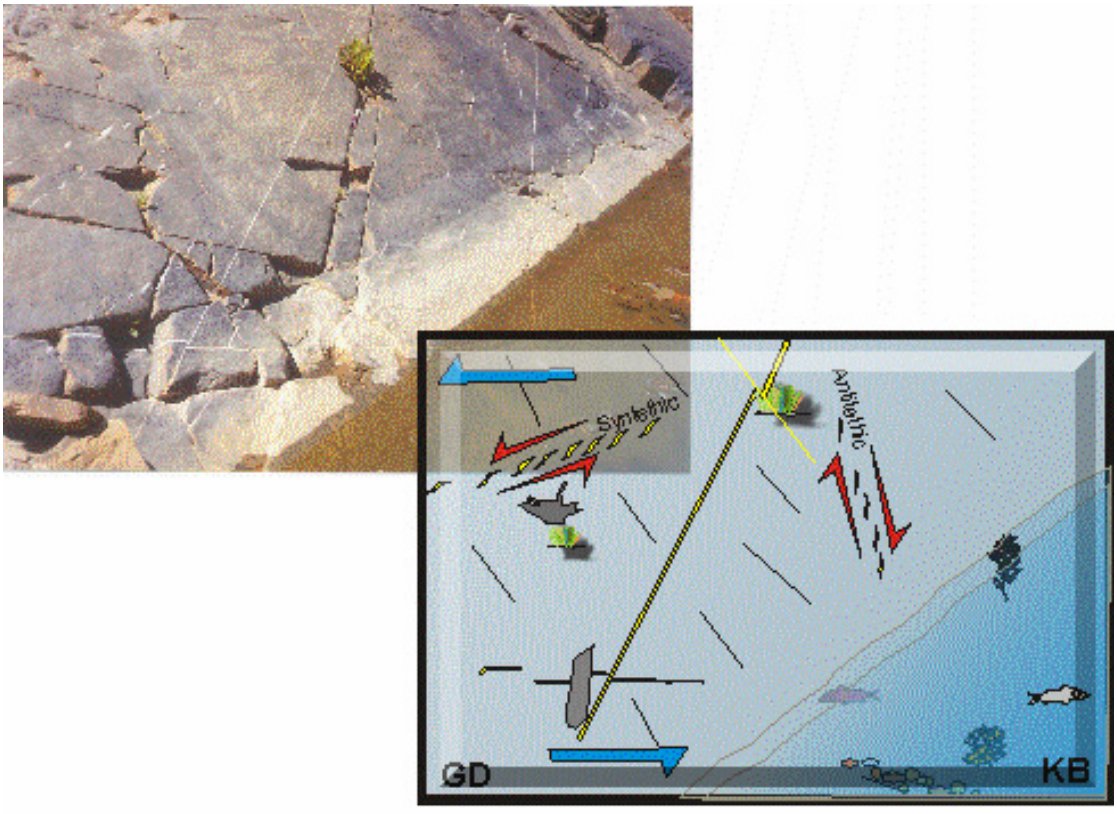
Gözlek Antiklinali

İnceleme alanının güneybatı köşesinde yer alan kıvrım, Prekambriyen, Kambriyen ve Ordovisiyen yaşlı kayaların kıvrımlanarak oluşturduğu bir yapıdır. Kıvrım ekseni yatay dalımsız olup, eksen düzlemi GB ya devrik bir konumda bulunmaktadır. Kıvrım kanatlarının aynı yönde, birbirine yakın açılar sunması dikkate alındığında Fleuty (1964)' nin sıkışık kıvrım gurubuna dahil olduğu görülmektedir. Kıvrım, kuzey batı ve güney doğusunda faylarla sınırlandırılmaktadır.

4.3.2.3 Yarı Plastik Deformasyon Yapıları

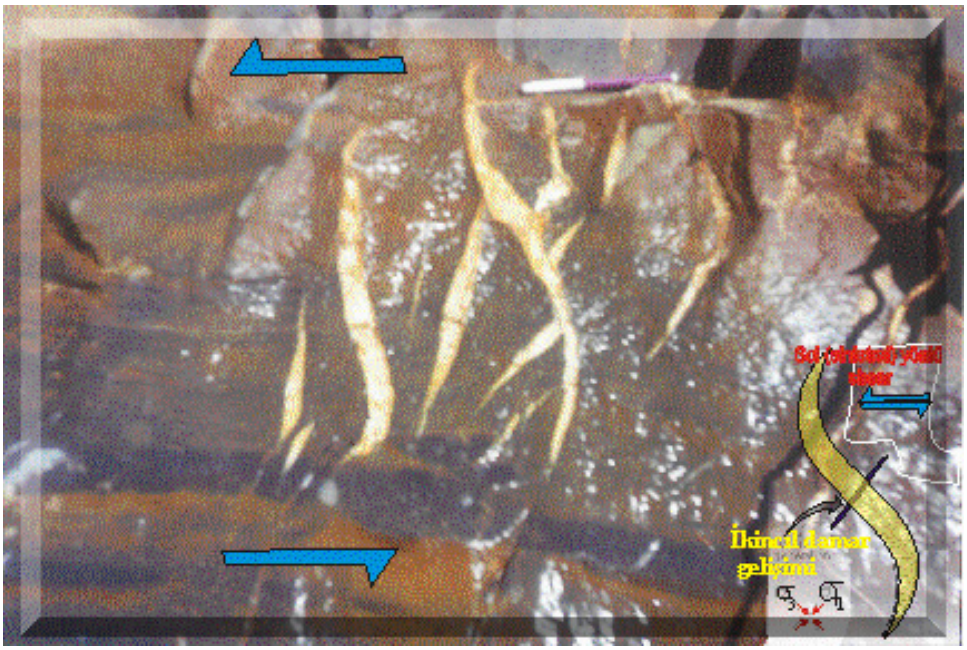
İnceleme alanında gözlenen bir diğer kayaç deformasyon türü, kayalardaki uzama ve kopma yapılarıdır. Yarı plastik (Semi-brittle) deformasyon yapılarının, istifin daha ziyade Silüriyen-Karbonifer dönemine ait birimlerinde geliştiği gözlenmektedir. Bu deformasyon türünde kabuk derinliği, deformasyon etki alanı genişliği ve litolojik

faktörlerin ön plana çıktığı görülmektedir. Bu doğrultuda, inceleme alanı dışında da, özellikle Attepe Maden ocağı ciravında, izlenildiği üzere, Prekambriyen-Kamriyen yaşlı Emirgazi ve Değirmentaş formasyonlarında litoloji kontrolünde gelişen yarı plastik deformasyon yapılarının, kompetent silisli ve karbonatlı kayaların, shear etkisinde, sigmoidal en-echelon tansiyon çatlaklar geliştirdiği gözlenmektedir. İnceleme alanında Gavuroluğu deresi'nde izleneceği üzere, Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonu tabakalarında mükemmel shear yapıları oluştuğu görülmektedir (Şekil 4-64). Burada, kayada kırılma ve kataklastik akma şeklinde izlenen deformasyonun, progresif gelişim gösterdiği, deformasyonun ilerleyen aşamalarında kalsit dolgulu sigmoidal tansiyon kırıklarının, shear boyunca saatin tersi yönünde dönerken, asal sıkışmaya paralel yeni tansiyon çatlaklarının geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4-65).



Şekil 4-64: Gavuroluğu deresinde Şafaktepe formasyonu'nda gözlenen sol yönlü makaslama geriliminin doğurduğu, yarıplastik (semi-brittle) conjugate en-echeleon kırık sistemi.

Benzer deformasyon yapılarını, Triyas yaşlı Katarası formasyonunun bordo, sarımsı yeşil renkli silttaşı, şeyl, karbonat ardalanmalı düzeylerinde de görebilmek

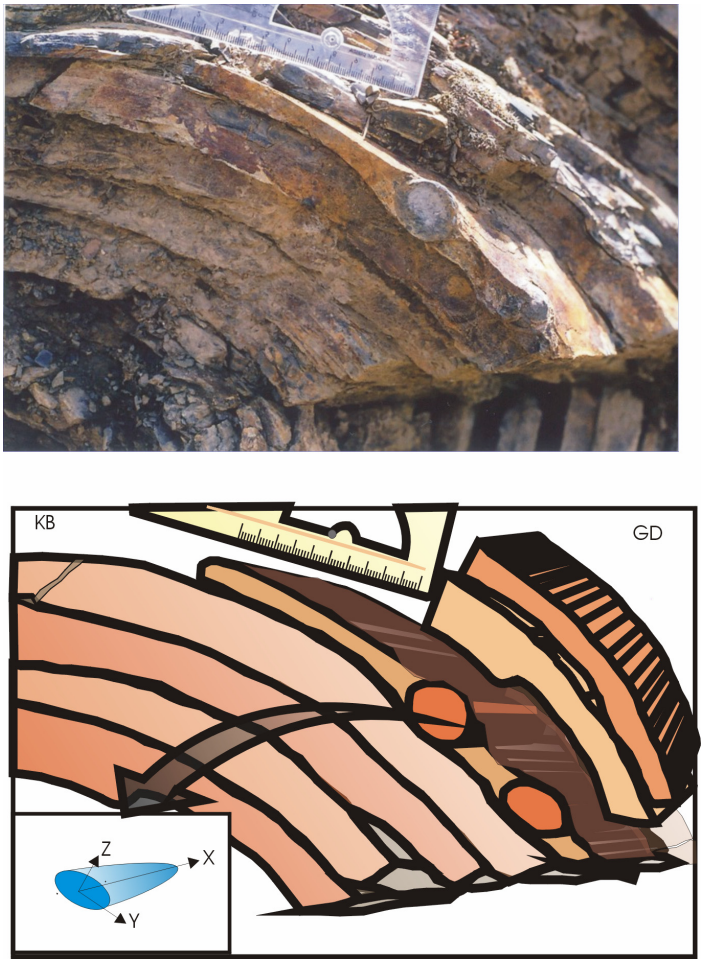


Şekil 4-65: Şafaktepe formasyonu'nda gözlenen sigmoidal tansiyon çatlaklarının progresif deformasyonla yarı sigmoidal ikincil çatlak sistemini oluşturması.

mümkündür. Özellikle Saimbeyli güneyindeki hapishanenin bulunduğu mevkiinin yaklaşık 500 metre güney batısındaki yol yarmasında, kıvrımlanmış seri içerisinde bu yapılara sıkça rastlanılmaktadır.

Bu tür deformasyon yapılarına bir başka örneği de Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonunun şeyl, kireçtaşı, çamurtaşı ardalanımlı düzeylerinde izlenen, sucuk (Boudin) yapıları oluşturmaktadır. Bu göz yapılarını, Puşçutepe formasyonunun laminalı şeylli düzeylerinde, silis oranındaki değişimlerin görüldüğü seviyelerde, kıvrım kanatlarında, basınca dik yönelimli silisifiye nodüller şeklinde görebilmek mümkündür (Şekil 4-66). İstif içerisinde ayrıca Yukarıyayla formasyonu ve azda olsa Karbonifer serilerinde bu tür uzama yapılarını görebilmek mümkündür.

Bölgede özellikle Değirmentaş formasyonu ve Şafaktepe formasyonu kireçtaşlarında sıkça izlenen en-echelon stilolitlerde yarı kırılgan tarzda gelişmiş deformasyon yapılardır.



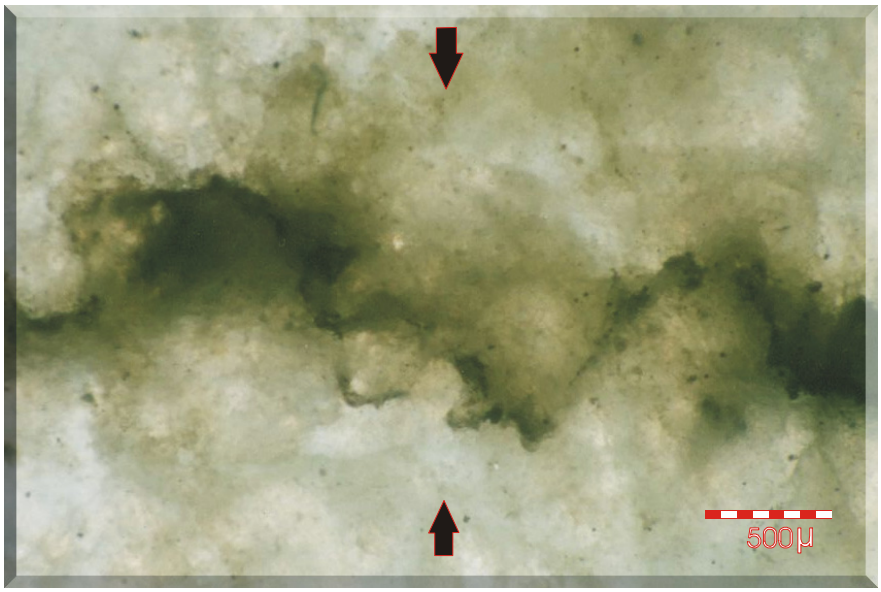
Şekil 4-66: Kızılağaç köyü güneyinde Puşçutepe şeyllerinde gözlenen kıvrımlı yapı ve kanatlardaki göz yapıları (bakış yönü güneybatı).

4.3.2.4 Kırılgan Deformasyon Yapıları

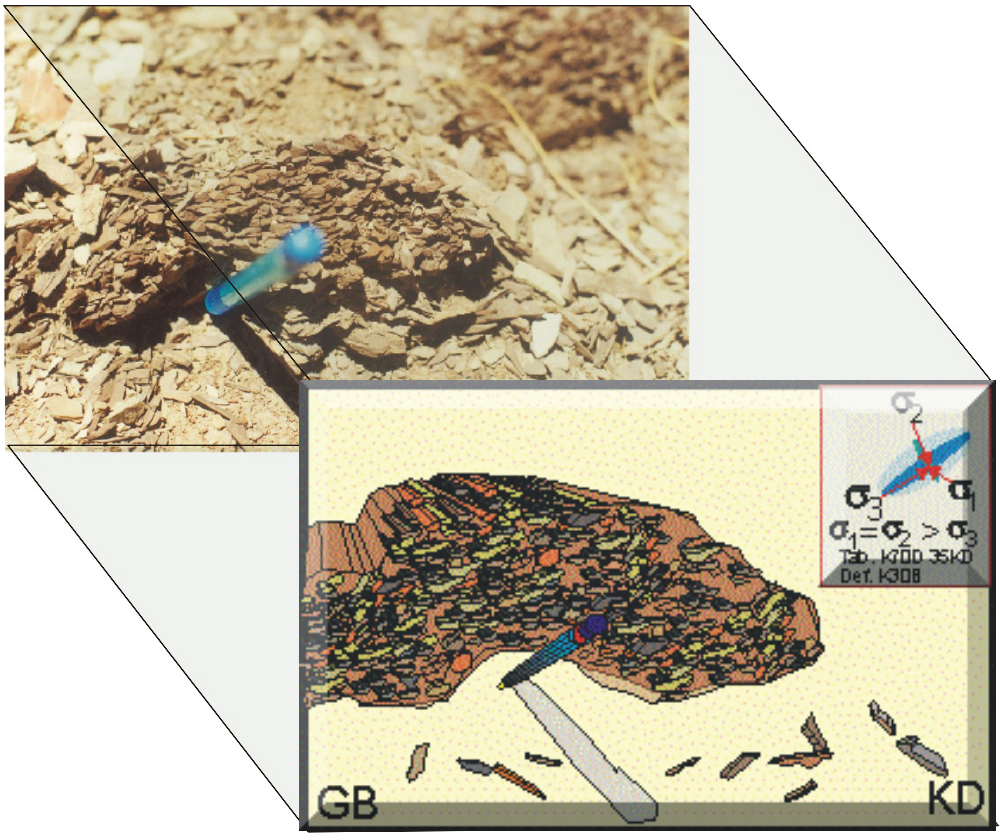
Kırık-çatlaklar ve fayların yer aldığı bu guruptaki tektonik yapılar, mikroskobik boyuttan, bölge ölçeğinde büyük faylanmalara kadar farklı boyutlarda olup, çok fazlı deformasyonun izlerini yansıtan bu süreksizlikler, bölge jeolojisinde önemli rol oynamaktadır.

4.3.2.4.1 Kırık-Çatlak Gelişimleri

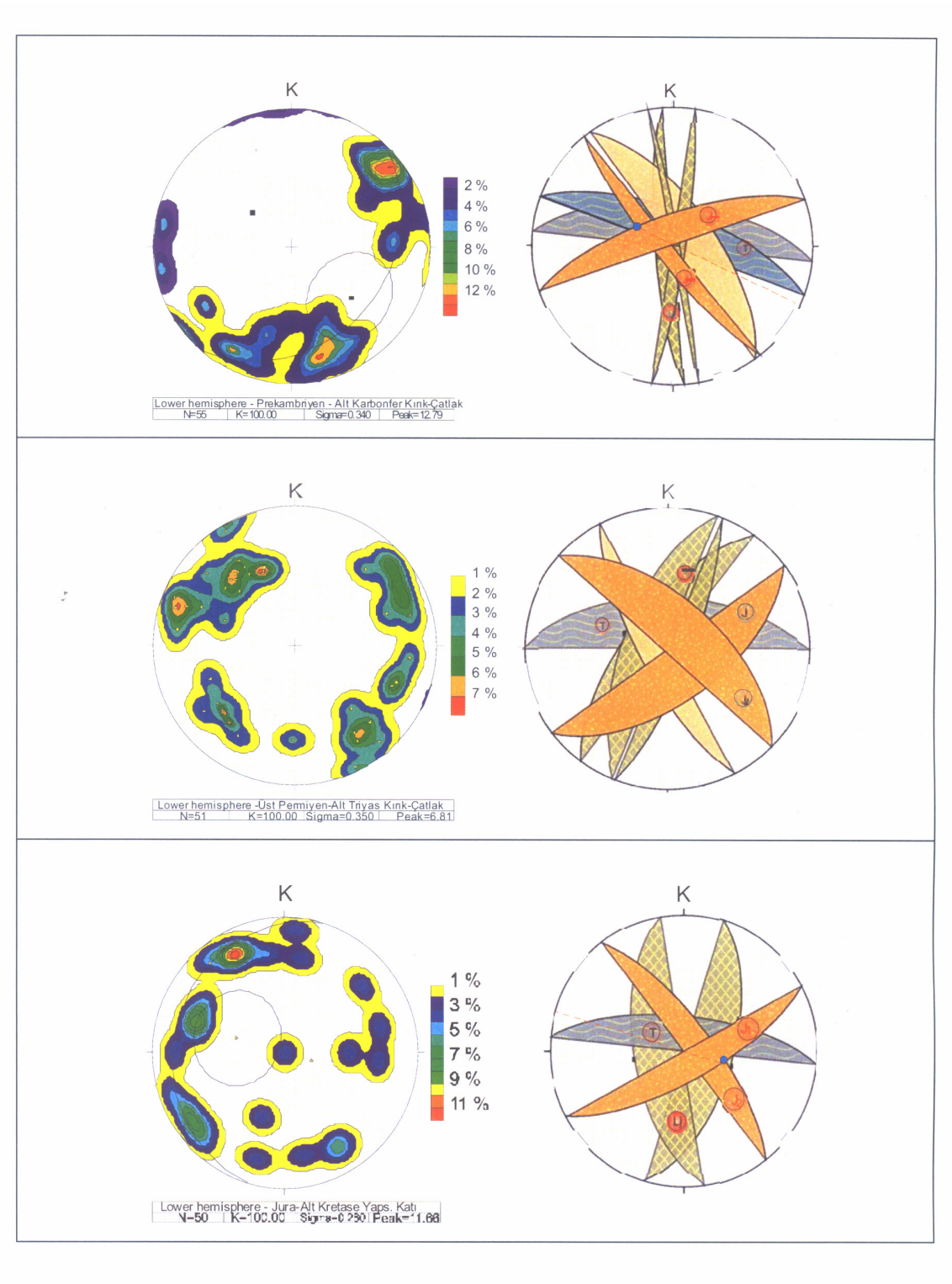
İnceleme alanındaki kırılgan deformasyonun ana unsurlarından biri olan kırık-çatlak gelişimi, bölgede, çok farklı köken ve dağılım sergilemektedir. Kabuğun sığ zonlarında izlenen bu deformasyon türünde, bölgedeki farklı deformasyon evrelerinin özelliklerini yansıtan kırık çatlaklara rastlamak mümkündür.



Şekil 4-67: Değirmentaş formasyonu'nda sıkça izlenen, basınca dik yönelimli oluşan, stilolitik çatlak gelişiminin mikroskobik görünümü.



Şekil 4-68: Saimbeyli batısı, Ağcapür tepe doğu yamacında mostra veren , Alt Triyas yaşlı Katarası formasyonu'nda gözlenen çubuksu (pencil) deformasyon yapısı.



Şekil 4-69: İnceleme alanında gözlenen kırık-çatlakların yapısal katlara göre dağılımlarını gösterir stereografik izdüşümler ve stress dağılımlarına göre çatlak türlerini gösterir stereogramlar (J1-J2 : Makaslama çatlakları, T: Tansiyon çatlakları, Lj: Lonjitüdinal çatlaklar).

Saf sıkışmanın doğurduğu tansiyon çatlakları ve tam tersi, sıkışma bileşenine dik gelişen ve kireçtaşlarında yaygın olarak izlenen stilolitik çatlaklar (Şekil 4-67); özellikle Ordovisiyen yaşlı Armutludere formasyonunun en üst düzeyini oluşturan silttaşlarında, Puşçutepe formasyonunda ve Alt Triyas yaşlı Katarası formasyonunda gelişen çubuksu kırıklar (Şekil 4-68) ile bölgenin tamamında etkin olan makaslama çatlakları (Şekil 4-69) ve dar shear zonları boyunca gelişen 'S' ve 'Z' şekilli tansiyon çatlakları başlıca kırık gelişimlerini oluşturmaktadır.

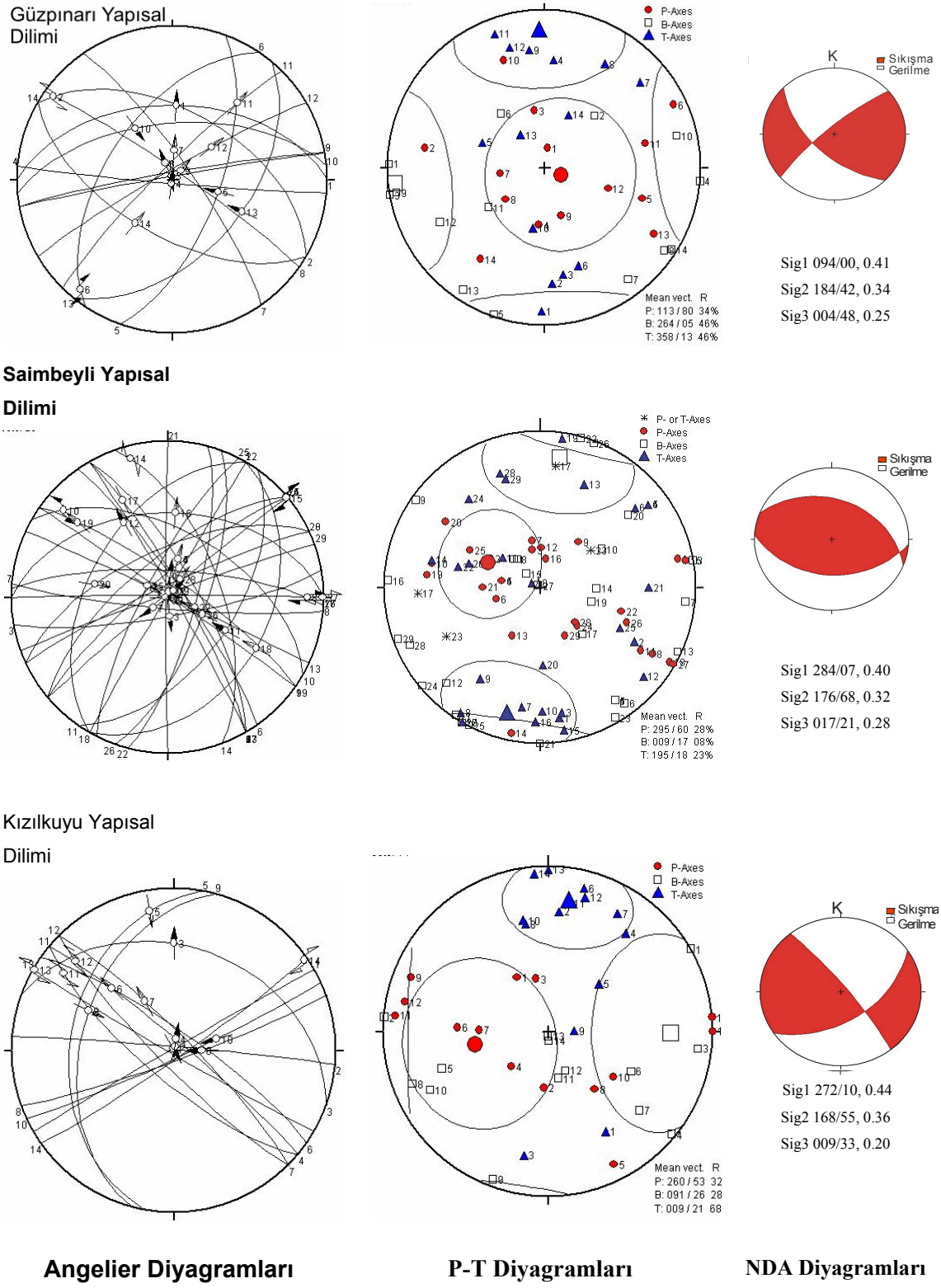
Kırık-çatlakların dolgu malzemesini kalsit, kuvars ve yer yerde demirli çözeltilerin oluşturduğu gözlenmektedir. Saha çalışmaları sırasında elde edilen kırık-çatlak verileri, bunların genellikle BKB (yaklaşık doğu-batı) yönlü bir sıkışmanın ürünü olduklarını ortaya koymaktadır (Şekil 4-69).

4.3.2.4.2 Faylar

İnceleme alanındaki fayları yönelimlerine göre başlıca 4 gurup altında toplamak mümkündür;

1. Yaklaşık KKD uzanımlı ters bileşenli oblik faylar veya düşey atımlı faylar
2. KB uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı faylar
3. Yaklaşık DKD uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı ve düşey atımlı faylar
4. DKD uzanımlı gerilme fayları.

Fay düzlemlerinin doğrultu ve eğimleri, fay çiziklerinin gidiş ve dalımı ile atım yönleri kullanılarak, ‘Kutupsal Eşit Alan Net’i yardımıyla stereografik projeksiyon diyagramlar hazırlanmıştır. Sayısal dinamik analizlerle ortaya konan strain tensörleri ve asal stress eksenleri; Güzpınarı Yapısal Diliminin, makaslama bileşen ağırlıklı deformasyonun doğurduğu, yaklaşık D-B doğrultulu sıkışma etkisinde kaldığını göstermektedir. Saimbeyli Yapısal Dilimi’nde ise bir miktar yanal atım bileşeninin yanı sıra asıl olarak BKB (yaklaşık doğu-batı) doğrultulu sıkışma bileşenli tektonik etki görülmektedir. Kızılkuyu Yapısal Diliminde önemli ölçüde yanal atım bileşenin yanı sıra makaslama sisteminin etkinliğinde BKB (yaklaşık doğu-batı) doğrultulu bir sıkışma hakimdir (Şekil 4-70) .



Şekil 4-70: Güzpınarı, Saimbeyli ve Kızılkuyu Yapısal Dilimleri'ndeki fay düzlemi çözümleri ve yapısal dilimlerin sıkışmalı ve gerilmeli alanlarını gösterir diyagramlar.

Kızılkuyu Fayı

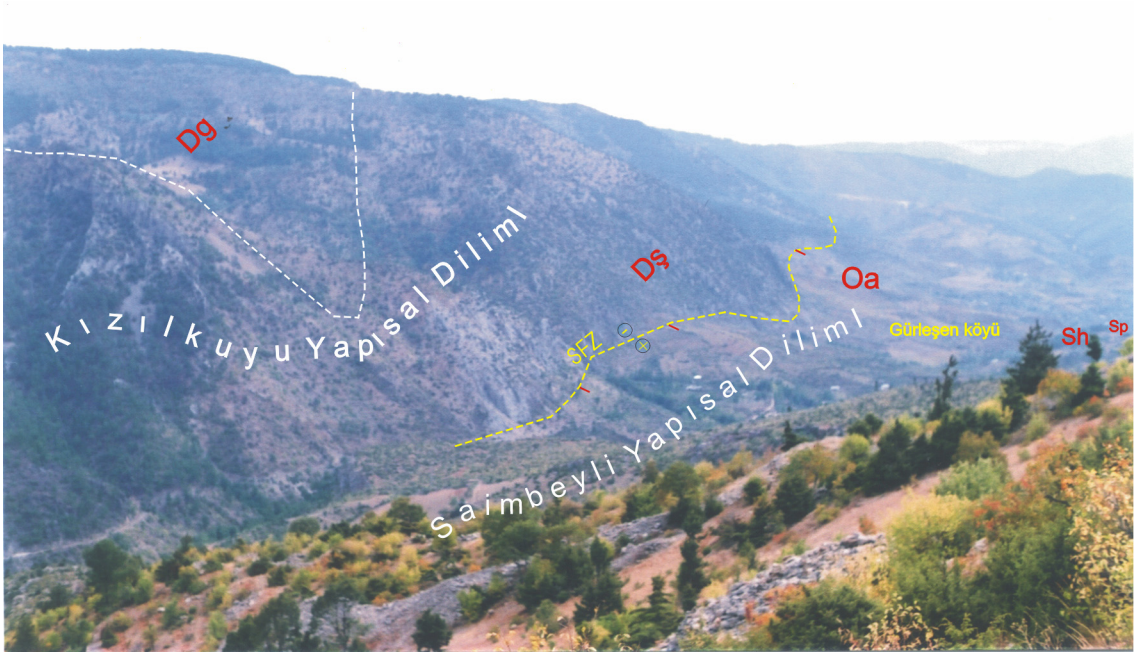
Kuzeyde Kirkökdere Fayı ve güneyde ise Saimbeyli Fay Zonunu, Karabelen tepe boyunca kat eden sol yönlü doğrultu atımlı fay tarafından sınırlandırılan Kızılkuyu Fayı, devrik konumlu Karbonifer birimlerinin, yine devrik konumlu Üst Permiyen birimleri üzerinde sıyrılmasını sonuçlayan ters bileşenli bir faydır. Yaklaşık uzunluğu 8 km olan Kızılkuyu Fayı, fay düzlemi K10D doğrultulu ve ortalama 35-40^0 KB ya eğimlidir. Yaklaşık 550 metre eğim atıma sahip olan fayın eğiminin, bağlar sırtı mevkiinde daha düşük açıda olduğu izlenmektedir. İlk defa Tutkun (1980) tarafından adlandırılan fayın etkili olduğu alanda, faya paralel eğik ve devrik kıvrımlar görebilmek mümkündür. Batı bloğu doğudakine nazaran yukarı hareket etmiş olup Kirkök deresi boyunca fayın sürüklenimden doğan ezik, sıkışık zonlar, fayın niteliğini açıkça ortaya koymaktadır. Muhtemelen Paleosen-Eosen döneminde KKB yönlü sıkışma kuvvetinin doğurduğu, yırtılma fayı karakterinde oluşan fay düzlemi, Miyosen döneminde BKB yönlü sıkışma etkisinde, bölgedeki tabakaların kıvrılıp, doğu yönde devrildikten sonra, devrik kanat boyunca tabakaların doğuya doğru itilmesini sağlamıştır.

Saimbeyli Fay Zonu

İlk defa Kozlu ve diğ. (1979) tarafından haritalanıp Saimbeyli Fay Zonu şeklinde isimlendirilen Fay hattı, daha sonra Tutkun (1984) tarafından, inceleme alanının yer aldığı bölgede yaptığı çalışmalarda, Gürleşen Fayı şeklinde isimlendirilip haritalanmıştır. Saat yönünde ve saatin tersi yönünde kavisler çizen fay zonu, yaklaşık KG uzanımlı olarak bölgeyi kat etmektedir. Batısındaki Göksu Fayı ile paralel bir şekilde, kuzeyde Sarız, güneyde ise Feke ilçesi güneyine değin izlenebilmektedir. Fay zonu kuzeyde Değirmentaş Fay Zonu ile birleşmektedir (Kozlu 1997).

İnceleme alanında, Saimbeyli Yapısal Dilimi ile Kızılkuyu Yapısal Dilimini birbirinden ayıran fay hattı boyunca, Saimbeyli Yapısal Dilimi Kızılkuyu Yapısal Dilimi üzerine bindirmektedir (Şekil 4-71). Saimbeyli Fay Zonu değişik karakterli fay hareketlerini yansıtan paralel bir çok kolun yanı sıra, fayı genellikle dar açıyla kesen daha küçük tali faylar bütününden oluşmaktadır. İnceleme alanında fayın uzanımı Gürleşen güneyinden başlayıp, kuzey yönünde Saimbeyli deresine paralel bir şekilde devam ederek Saimbeyli kuzeyinde bölgeyi terk etmektedir. Fayın, güneyde Gürleşen

köyünde 30-35^0 civarındaki eğimi kuzey yönünde gidildikçe dikleşmekte, Saimbeyli çıkışında 80^0 lik eğimlere ulaşmaktadır. Eğimler genellikle batı yönlü olup, Gürleşen köyü'nde net bir şekilde görüldüğü gibi Ordovisiyen yaşlı Armutludere formasyonunun şisti düzeyleri ve yer yerde zon boyunca oldukça ezik, binik yapılı, Ordovisiyen öncesi, Kambriyen-Prekambriyen dönemine ait kırıntılı ve karbonatlı birimlerin, tektonik melanj şeklinde, basınç sırtları yaparak, devrik konumlu Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonunu üzerlediği görülmektedir.



Şekil 4-71: Kızılkuyu ve Saimbeyli Yapısal Dilim'lerini birbirinden ayıran Saimbeyli Fay Zonu'nun, Gürleşen köyü civarındaki belirgin görünümü (bakış yönü, güneydoğu).

Saimbeyli kuzey çıkışında yol boyunca fayın, çok parçalı, kesişen ve ayrılan kollar şeklinde kollara ayrıldığı gözlenmektedir. Burada, fay daha ziyade ters bileşenli, doğrultu atımlı bir karakter kazanmakta ve temeldeki Prekambriyen yaşlı yeşil volkanik çakıllı, siltli düzeyler ile mor renkli kuvarsitli düzeyleri ve Kambriyen yaşlı Değirmentaş formasyonuna ait mermerimsi dolomitik kireçtaşları, taban blokta yer alan Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonunun üstünde ve altında ekaylı bir yapıda gözlenmektedir. Bu denli dar ve sıkışık zonda bu atımın gerçekleşmesi sistemin pozitif çiçek yapısı oluşturması ile ilgilidir.

Saimbeyli Fay Zonu inceleme alanında, Saimbeyli den geçen Kirkök dere'si boyunca uzanan, sol yönlü doğrultu atımlı, Kirkök Fayı tarafından yaklaşık 130 metre sola ötelenmekte, ilçe güneyinde ise Kalesekisi (C30) kuzey doğusunda sağ, Küçükkepez kayası (G30) güneyinde sol ve Kara tepe (G29) kuzeyinde yine sol yönlü doğrultu atımlı faylarla kesilmektedir.

Koçcağız Fayı

Saimbeyli Yapısal Dilimi içerisinde yaklaşık K20D doğrultulu olarak Kandilli vadisi doğu yamacı boyunca uzanan Koçcağız Fayı, İlk defa Tutkun (1984) tarafından isimlendirilmiş ve doğuya eğimli normal fay karakterinde bir fay olarak ele alınıp incelenmiştir. Miyosen öncesi KKB (yaklaşık doğu-batı) yönlü kompresif kuvvet etkisi ile yırtılma fayı şeklinde bölgeyi kat eden fay, Miyosen sonrası BKB yönlü kompresif etki altında, düzlemi 70-80^0 batıya eğimli, ters bileşenli fay karakteri kazanmıştır. Kuzey yönünde gidildikçe fay düzleminin eğimi düşeye yaklaşmaktadır. Özellikle Mahmutlu köyü (G25) güneyinde, Orta-Üst Silüriyen yaşlı bitümlü şeyl ve kireçtaşı tabakalarındaki yaklaşık kuzey-güney uzanımlı sıkışık yer yer devrik kıvrım sistemleri, faydaki etkin sıkışma bileşenini ortaya koymaktadır (Şekil 4-72).

Fay, Kandilli vadisi güney ucunda, düzlemin batısında yaralan Ordovisiyen ve Silüriyen kayaları ile doğusunda yaralan Üst Permiyen yaşlı kireçtaşlarını karşı karşıya getirirken, Mahmutlu köyü civarında Silüriyen ile Üst Devoniyen, Mahmutlu köyü kuzeyinde Alt Devoniyen ile Üst Permiyen; inceleme alanının en kuzey ucunda Kandilli köyü kuzeyinde ve özellikle Avlık mevkiinde ise Prekambriyen-Kambriyen yaşlı volkanoklastik çakıl ve çamurlu düzeyler ile Üst Permiyen yaşlı kireçtaşlarını dokanaklı hale getirmektedir. Bu haliyle Koçcağız Fayı, vadi batısında oldukça düzenli bir istif sunan ve Alt Devoniyen'den, Jura'ya değin eksiksiz devam eden, çekirdeğini Alt Devoniyen yaşlı kuvars kumtaşı ve silttaşlarının oluşturduğu, kuzey-güney uzanımında tüm vadiyi kat eden antiklinalin sağ kanadını kesmektedir.



Şekil 4-72: Saimbeyli vadisi doğu yamacı boyunca izlenen Koçcağız Fayı'nın görünümü.

Koçcağız Fayı, inceleme alanında Mahmutlu köyünde, Kızılseki (C26) ve Pancarlık mevkilerinde (c26), Kuvaterner yaşlı yamaç molozları altında gömülü bir yapı sergilemektedir. Vadinin doğu yamacında oldukça çizgisel bir belirginlik sunan Koçcağız Fayı, yaklaşık DB uzanımlı Miyosen sonrası döneme ait doğrultu atımlı sağ yönlü faylarla kesilmektedir.

Cumhurlu Fayı

Saimbeyli Yapısal Dilimi içerisinde yer alan ve Kandilli vadisi boyunca KKD doğrultulu (EK IV) olarak izlenen Cumhurlu Fayı, ilk defa Tutkun (1984) tarafından isimlendirilmiş olup, Koçcağız Fayına paralel bir şekilde uzanmaktadır. Eğimi düşeye yakın olan fayın doğusunda kalan blok, batıdakine nazaran yukarı hareket etmiştir. Fay; batıda Alt Devoniyen yaşlı Ayıtepesi formasyonunu sınırlarken, doğudaki blokta, güneyde Tırtat mevkiinde (N22) Ordovisiyen yaşlı Armutludere; Cumhurlu mahallesi (J24) ile Mahmutlu köyü (G25) arasında kalan alanda Alt Silüriyen yaşlı Halityaylası ve Puşçutepe formasyonlarını, Mahmutlu köyü kuzeyinden Kandilli vadisi kuzey ucuna değin Üst Silüriyen yaşlı Yukarıyayla formasyonunu sınırlamaktadır. Kandilli deresi'ne paralel bir uzanıma sahip fay, bu uzanım boyunca Miyosen ve sonrası döneme ait makaslama faylarından genellikle DKD uzanımlı, sağ yönlü doğrultu atımlı faylarla kesilmektedir. Muhtemelen Miyosen öncesi kompresif etkilerin doğurduğu sıkışma ile oluşan fay, Miyosen döneminde de etkinliğini korumuştur. Kandilli vadisi boyunca yeralan kıvrımın batı kanadını kesen Cumhurlu Fayı ve

sağında ona paralel olarak uzanan Koçcağız Fayı vadi boyunca Silüriyen ve Ordovisiyen kayalarını bir horst şeklinde yükseltmiş ve üstte de bahsedildiği gibi vadiyi oluşturan antiklinin çekirdeğine bu kayaları yerleştirmiştir.

Zoplar Fayı

Saimbeyli Yapısal Dilimi içerisinde yer alan Zoplar Fayı, Kandilli vadisi'ni kat eden faylar gibi kuzey-güney doğrultulu olup, düşey fay karakterindedir. Fay, Kızıl tepe'nin (J20) kuzey batı yamacından başlayıp, Haçbel geçidine (E21) değin uzanmaktadır. Genellikle Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonunun kalın tabakalı kireçtaşlarını kat eden Zoplar Fayı, Kızıl tepe batısında, Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının altından Alt Triyas yaşlı Katarası formasyonunun ince tabakalı kırıntılı ve killi, karbonatlı birimlerini yüzeye çıkarmaktadır. Fay düzleminin eğimi düşeye yakın olup batı da kalan blok yukarı hareket etmiştir. Bölgedeki Miyosen öncesi dönemde oluşan kırık, Miyosen ve sonrası dönemde düşey yöndeki hareketini gerçekleştirmiştir. Zoplar Antiklinali'nin eksenine yakın bir hatta uzanım gösteren fay, KB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı Karatepe Fayı ve KD doğrultulu, ters bileşenli, sağ yönlü oblik atımlı Haçbel Fayı tarafından kesilmektedir.

Armutalan Fayı

İlk defa Metin (1984) tarafından incelenip, adlandırılan Armutalan Fayı, Saimbeyli Yapısal Dilimi ile Güzpınarı Yapısal Dilimini birbirinden ayırmaktadır. Fay boyunca Saimbeyli Yapısal Dilimi, Güzpınarı Yapısal Dilimi'ni üzerlemektedir. Yaklaşık 40-50 km uzunluğundaki fay, inceleme alanında Kurma dağı (B18) kuzeydoğusundan başlayıp güneybatı gönünde Kise dağı'nı (J14) kat edip, en güneyde Kızılyer köyü (N14) batısı boyunca inceleme alanını terk etmektedir. Fayın, kuzeyde 25-35 lik düşük açılı fay düzlemi eğimi, güneye gidildikçe artmakta, Kızılyer köyü batısında düşeye yaklaşmaktadır. Fay düzleminin eğimi ve ayırdığı blokların hareketi itibariyle kuzeyde bindirme, güneyde ise yüksek açılı ters fay karakterindeki Armutalan Fayının, Kurma dağı doğusunda Kambriyen ve Ordovisiyen birimleri içerisinde binik ve ezik zonlarını görebilmek mümkündür. Armutalan Fayı, doğu sınırında Kambro-Ordovisiyen yaşlı kayalar, batı sınırında ise Devoniyen yaşlı kırıntılı ve karbonatlı birimler yer almaktadır.

Fay, Yavşancıl kaya (F18), Kapıkaya mahallesi (G16))ve Kise dağı (J14) boyunca Miyosen yaşlı Sümbüldağ formasyonunun konglomeratik kırıntılı düzeylerini kesmekte ve çökelimi KKD yönünde sınırlamaktadır. Paleosen-Eosen dönemindeki kompresif kuvvetlerle bölgeyi yırtan sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde gelişen Armutalan Fayı, Miyosen ve sonrası dönemde yeni tektonik fazın etkisinde, BKB (yaklaşık doğu-batı) yönlü sıkışma ile aynı yönlü itilme hareketine dönüşmüştür. Bu hareket, fayın batısında Miyosen öncesi dönem tektonizmasının ürünü Prekambriyen-Üst Devoniyen aralığındaki kayaların oluşturduğu yaklaşık D-B gidişli kıvrım eksenine sahip kıvrımların dalımlı olmasını temin etmiştir. Aynı sıkışma, Yaylapınarı köyünün (M18), kıvrım çekirdeğini oluşturduğu, Üst Devoniyen-Jura-Alt Kretase yaşlı kayaların yer aldığı, yine doğu-batı eksenli kıvrımın da, doğu yönünde dalımını sağlamıştır.

Armutalan Fayı, Çamurluk tepe (D19) güneyinde K65D doğrultulu, sağ yönlü ters bileşenli Haçbel Fayı, Yavşancıl kaya tepe'de, K35B doğrultulu sol yönlü Karatepe Fayı, Kise mahallesi'nde (L14) K25B doğrultu sol yönlü ve yine inceleme alanının en güney ucunda Dülelli köyü (N12) civarında K60B doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylarla kesilmektedir.

Döştepe Fayı

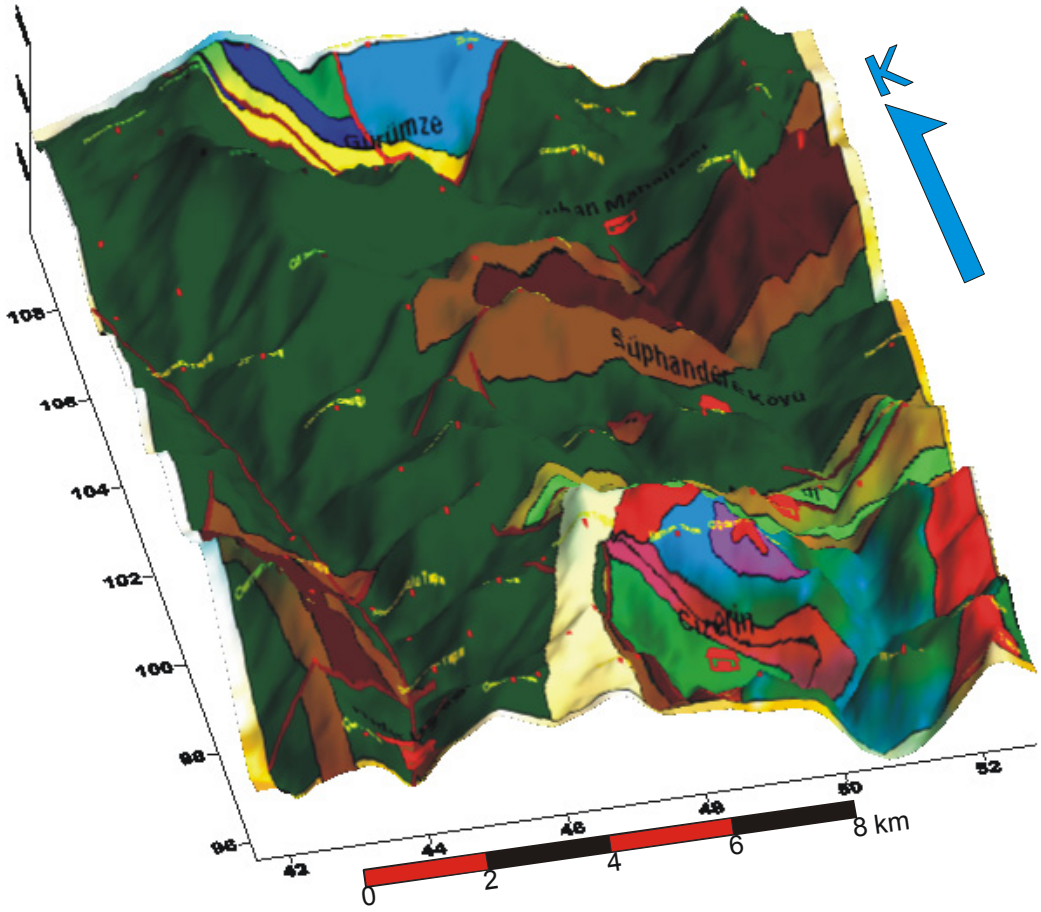
Süphandere Yapısal Dilimi ile Yaylapınarı Yapısal Dilimini birbirinden ayıran ve yaklaşık 10 km lik uzunluğa sahip olan Döştepe Fayı, Bağdatlı köyü (J9) güneyinde, Çiğdem dağı (K6), Dölek tepe (K10), Döştepe (K11) ve Kuşkayası tepe (K11) kuzeyi boyunca yaklaşık K80D doğrultulu bir uzanıma sahiptir.

Fay düzlemi 55-60^0 KB ya eğik olup, fay boyunca, kuzey bloktaki Silüriyen yaşlı kırıntılı ve karbonatlı birimler, güney bloktaki Üst Permiyen ve Jura-Alt Kretase yaşlı karbonatlı kayalar üzerine itilmiştir. Bu haliyle yüksek açılı ters fay karakterindeki Döştepe fayının, yaklaşık güney yönlü bu tektonik taşınmasının izlerini, ayırdığı her iki bloktaki sıkışık ezik zonların yanı sıra, tektonik taşınma yönüne dik, değişik boyutlu kıvrımlarda da görebilmek mümkündür. Fay üzerinde yapılan ayrıntılı çalışmalarda, özellikle Miyosen sonrası devinimlerin faya sağ yönlü bir hareket

kazandırdığı gözlenmektedir. Fay, en doğuda kuzeybatı doğrultulu sağ yönlü Kızılyer Fayı, batıda ise yine aynı doğrultulu, düşey bileşenli bir fayla kesilmektedir.

Bahçecik Dere Fayı

İnceleme alanının güneybatı kösesinde yer alan Hıdıruşağı köyü (N3) ile inceleme alanı kuzeybatı köşesinin dışındaki Bahçecik köyü arasında izlenen fay (Şekil 4-73), Hıdıruşağı köyü'nde, Kambriyen yaşlı Değirmentaş formasyonunun rekristalize kireçtaşlarını keserken, diğer alanlarda Ordovisiyen kayalarının şeylli düzeyleri içerisinde yer almaktadır. Süpandere Yapısal Dilimi'nde yaralan ve K20B doğrultulu 60-65^0 GB ya eğimli fay düzlemine sahip olan Bahçecik Dere Fayı, bölgede DKD uzanımlı yüksek sırtları kesmektedir.



Şekil 4-73: M35-b1 paftasının morfolojik, jeolojik yapısı ve KD uzanımlı sırtları kesen Bahçecik Dere Fayı'nın görünümü.

Uzanımı boyunca gelişen vadide, fayın doğu bloğunda yaralan sırtlarda, fay şevinin ütü altı yapısını andırır belirgin morfolojik görünüm sunmaktadır.

Paleosen-Eosen dönemi KKB yönlü sıkışma tektoniğinin doğurduğu ve düşey bileşimli sağ yönlü çalışan fay, Miyosen ve sonrası dönemine ait BKB (yaklaşık doğu-batı) yönlü sıkışma tektoniği ile yeniden hareket kazanarak ters bileşenli sol yönlü bir doğrultu atımlı faya dönüştüğü gözlenmektedir. İnceleme alanı dışında da uzun mesafeler boyunca takip edilen fayın yaklaşık 30-35 km lik bir uzunluğa sahip olduğu gözlenmektedir.

Bahçecik Dere Fayı K60-70D uzanımlı, sağ yönlü doğrultu atımlı faylarla kesilmektedir

Kirkök Dere Fayı

Saimbeyli ve Kızılkuyu Yapısal Dilimleri'ni K55-60B doğrultusunda kat eden fay, düzlemi düşey olup, doğrultu atımlı sol yönlü bir faydır. Yaklaşık 250-270 m lik atıma sahip Kirkök Dere Fayı inceleme alanında 5 km lik bir uzunluk boyunca güneydoğuda Geyiktepe (D33) kuzey yamacında başlayıp, Bağlar sırtı (C32) kuzeyi, Saimbeyli ve Boğcaçukur (A28) kuzeyi boyunca bölgeyi kat ederek, inceleme alanını terk etmektedir. Bağlar sırtı doğusunda, Kızılkuyu Fayı, Saimbeyli kuzeyinde ise Saimbeyli Fay Zonu'nu kesmektedir. Kirkök Dere Fayı, Miyosen ve sonrası döneme ait sıkışma tektoniğinin oluşturduğu bir faydır.

Karatepe Fayı

İnceleme alanının ortalarında yaralan Kızıltepe (J20) doğusundan başlayıp, Kara tepe (G20), Karasivri tepe (G19), Obuz tepe (F18), Gavuroluğu tepesi (E16) kuzeyi, Çorak köyü (B16) ve Kocakaya (A16) güneyi boyunca belirgin hatlar çizerek bölgeyi kat eden bir faydır. Miyosen ve sonrası tektonik aktivitenin ürünü olan Karatepe Fayı Prekambriyen-Tersiyer aralığındaki, bölgede yer alan bütün birimleri kesmektedir. Düşeye yakın bir fay düzlemine sahip olan Karatepe Fayı, sol yönlü doğrultu atımlı olup, yaklaşık 300-350 m lik doğrultu atımın izlendiği bir faydır. Atım miktarlarının fayın değişik kesimlerinde farklı büyüklüklerde geliştiği gözlemlenmektedir. Gavuroluğu tepesinde de görüldüğü gibi fayın düşey bileşenin de etkin olduğu ve

kuzeydoğuda yer alan bloğun aşağıya düştüğü gözlenmektedir. Fay, bölgede yer alan bütün diğer fayları ve tektonik yapıları kesmektedir. Fayın değişik kesimlerinde en-echelon tansiyon çatlakları, fay çizikleri, ikincil lifsi mineral gelişimleri ve özellikle kireçtaşı düzeylerinde yataya yakın 8-10 cm genişliğinde 5-6 cm dalga boyu uzunluğunda fay oluklarını (fault grove) görebilmek mümkündür.

Kazanlı Fayı

Saimbeyli Yapısal Dilimi içerisinde yer alan Kazanlı Fayı, Çürükler mahallesi'nden (M21) başlayıp Kazanlı mahallesi (K19), Göbelli köyü (), Damderesi mahallesi (K18) ve Bezirgan mevkii'ne (I16) değin uzanan, doğrultu atımlı sol yönlü bir faydır. Yaklaşık 6 km uzunluğa sahip Kazanlı Fayı'nın, ve K40B doğrultulu düşey bir düzleme sahip olduğu gözlenmektedir. Fay, orta kesimlerde, Göbelli köyü ile Damderesi mahallesi arasında, DB doğrultulu bir yönelim kazanmaktadır. Kazanlı Fayı, uzanımı boyunca yer yer kesikler arz etmesine karşın bölgede yer alan Çal dağı Senklinali eksenine hemen hemen dik konumludur. Yaklaşık 70 metre doğrultu atımı olan ve KB-GD yönlü sıralanmış bulunan yerleşim birimlerini kat eden fayın, yol güzergahı boyunca güzel şevlerini, fay çiziklerini ve fay düzlemi üzerinde gelişmiş lifsi mineral gelişimlerin görebilmek mümkündür. Miyosen ve sonrası dönemde etkin olan tektonik rejimin ürünüdür.

Kızılyer Fayı

Feke dağı (N16) güneybatısından başlayıp Kise mahallesi (L14), Karaardıç (J13) ve Yaprak tepeye (I11) değin uzanan fay sol yönlü doğrultu atımlı olup, kuzeybatıda Neojen çökelimini sınırlamaktadır. Saimbeyli Yapısal Dilimi ve Güzpınarı Yapısal Dilimini kat eden Kızılyer fayı, K35B doğrultulu olup, bölgede yer alan bütün kaya birimlerini kestiği gözlenmektedir. Miyosen ve sonrası döneme ait tektonizma ürünüdür.

Domuztepe Fayı

Domuztepe fayı kuzeybatıda Kelyakup kayası (J27) mevkiinden başlayıp güneydoğu istikametinde Yellitepe (L29), Domuz tepe (L29) ve Tavutlukuyu tepe (N31) kuzeyine değin uzanan, yaklaşık 6 km uzunluğunda bir faydır. K60B doğrultulu ve düşey bir eğime sahip fay düzlemi güneyini Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonunun

oldukça muntazam ve kalın tabakalı dolomitik kireçtaşları oluşturmaktadır. Kuzeyde yer alan blokta ise Saimbeyli devrik antiklinalinin normal kanadına ait Ordovisiyen-Permiyen aralığındaki kırıntılı ve karbonatlı birimler bulunmaktadır. Tabaka düzlemlerini verevine kesen fay boyunca, kuzeyde yer alan blok yukarı doğru hareket etmiştir. Fay düzleminde yapılan detay incelemelerde fayın azda olsa sol yönlü bir atım bileşeninin olduğu gözlenmiştir. Domuztepe Fayı, Hörçtepe Fayı'nda olduğu gibi doğu yönündeki tektonik taşınmanın ortaya çıkardığı bir yırtılma fayı özelliği taşımaktadır.

Ağcapür Fayı

Saimbeyli yapısal dilimi içerisinde yer alan Ağcapür Fayı, Kandilli köyü (C25) batısından başlayıp Ağcapür tepe (B28) doğu yamacına değin uzanmaktadır. K80D doğrultulu yaklaşık düşey bir fay düzlemine sahip, sağ yönlü doğrultu atımlı fay karakterindedir. Kandilli köyünde Cumhurlu Fayı'nı, Pancarlık mevkii kuzeydoğusunda ise yaklaşık K-G uzanımlı Koçcağız Fayı'nı ve Kandilli Antiklinali kıvrım eksenini dike yakın bir şekilde kesmektedir. Miyosen ve sonrası BKB yönlü transpesyonal sıkışmanın doğurduğu makaslama fayı niteliğindedir. Kandilli köyü'nde kestiği Üst Silüriyen-Alt Devoniyen kayalarında atımını (350m) net olarak gözlemek mümkündür. Fay, Pancarlık mevkii'nde, Kandilli vadisi doğu yamacını K-G uzanımında kuşatan yamaç molozları ile örtülmektedir.

Hörçtepe Fayı

Saimbeyli Yapısal Dilimi içerisinde yer alan Hörçtepe Fayı, Saimbeyli vadisi batı yamacındaki Hörçtepe'den başlayıp, Saimbeyli güneybatısında yer alan Mezarlık ve hapishanenin bulunduğu mevkiden, Saimbeyli batısı boyunca uzanarak Kirkökdere Fayına ulaşmakta, bundan sonra Saimbeyli fay zonu ile birleşmektedir. Hörçtepe fayı, kuzeybatıda Alt Triyas yaşlı Katarası formasyonu'nun sarımsı yeşil, mor renkli ince tabakalı kırıntılı ve karbonatlı birimlerini sınırlamaktadır. Fayın güneydoğu bloğunda ise Hörç deresini kestiği yere kadar, Üst Devoniyen-Jura aralığındaki birimleri, bu noktadan sonra ise kuzeydoğu yönünde daha ziyade Ordovisiyen yaşlı Armutludere formasyonunun şisti, pelitik düzeylerini sınırlamaktadır. Fay düzlemi 40-45 GD yönünde eğik olup, bu düzlem boyunca fayın güneydoğuda kalan bloğu kuzeybatı yönünde itilmiştir. Bu hareketi, ilçe güney çıkışında, hapishanenin bulunduğu alandaki

belirgin fay şevlerinde yer alan fay çiziği ve fay kertiklerinden anlamak mümkündür. Ayrıca bu alanda, Hörç tepe orman gözetleme kulubesine giden stabilize yol üzerindeki yol yarmalarında, KB yönlü tektonik taşınmanın belirteci olan oldukça sıkışık ve devrik KKD eksenli kıvrımlar ve BKB yönünde gelişmiş, bu döneme ait olduğu düşünülen çubuksu kırılımlar gözlemek mümkündür. Hörçtepe Fayı, mekanik olarak düşünüldüğünde, doğu yönünde önce devrik bir antiklinal yapan, sonra belirgin bir sürüklenmeye dönüşen ve bu hat boyunca Saimbeyli Yapısal Dilimini, Kızılkuyu yapısal dilimi üzerine taşıyan Saimbeyli Fay Zonu'nun, bir yan kolu niteliğinde, transpresyonal sıkışma bileşenli bir yırtılma fayı olduğu kabul edilebilir.

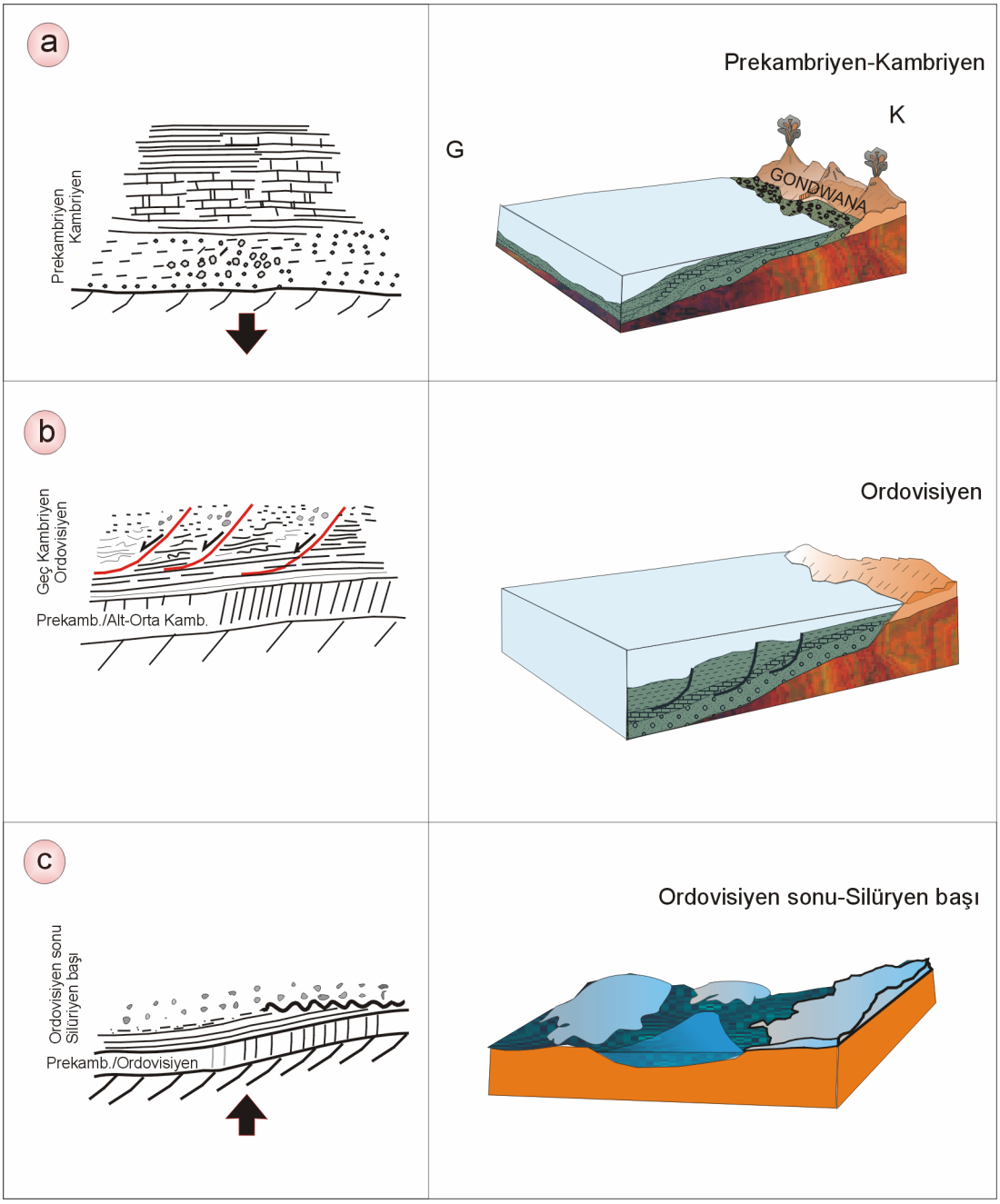
Haçbel Fayı

Göğboyun kuzeydoğusundan başlayıp, Yavşancıl kaya kuzeyinde, Karatepe Fayı tarafında kesilmekte, Çamurluk deresi hizasından kuzeydoğu yönünde, Karatepe kuzeyinden Yanlızmezar mevkiine, buradan da daha dar bir açıyla M36-a1 paftasının kuzeybatı köşesindeki Körcetepe hizasında inceleme alanını terk etmektedir. Saimbeyli Yapısal Dilimi ve Güzpınarı Yapısal Dilimi'ni kuzeydoğu yönünde kat eden bu fay, yaklaşık düşey bir eğime sahip olup, fay düzleminin kuzeyinde kalan bloğun yukarı hareket ettiği gözlenmektedir. Çamurluk tepe'de Miyosen yaşlı Sümbüldağ formasyonu'nun konglomeratik çakıllı düzeylerini kestiği ve kuzeydoğuda Jura-Alt Kretase yaşlı Köroğlutepesi formasyonunu sınırladığı gözlenmektedir. Fay, Hörçtepe ve Domuztepe Fayları'nda olduğu gibi Miyosen ve sonrası BKB yönlü transpesyonal sıkışmanın doğurduğu yırtılma fayı niteliğindedir. Haçbel geçidinde, güney güneybatıdan gelen diğer faylarla birleşerek tek bir fay halinde kuzeydoğu yönünde bölgeyi kat ettiği gözlenmektedir.

4.3.3 Bölgenin Jeolojik ve Tektonik Evrimi

Gondvana kıtasının kuzeyinde yer alan Doğu Toroslar'da Prekambriyen-Kambriyen dönemi, Emirgazi formasyonunun, litoral karakterli, moloz akması ve kanal çökelleri şeklinde oldukça yüksek enerjili, metavolkanit çamurtaşı ve çakıltaşları ile başlayan istif; mor, grimsi beyaz renkli, oldukça iyi tabakalanmalı, kuvars kumtaşı, şeyl ve bunlarında üzerinde uyumlu bir ilişki ile, Orta-Üst Kambriyen yaşlı, sığ denizel, dolomitik karakterli, yeşil, kırmızı renkli çörtlü, Değirmentaş formasyonun platform kireçtaşı çökelimi şeklinde devam etmektedir (Şekil 4-74a).

Emirgazi formasyonunun kırıntılı düzeyleri içerisinde siller şeklinde, diyabaz ve gabro yerleşimlerine, bezende tüf ara düzeylerine rastlanmaktadır. Bu mağmatik yerleşimler ve formasyonun taban düzeylerindeki kırıntıların volkanik bileşimli oluşu, Prekambriyen döneminde bölgede yaygın bir magmatik aktivitenin varlığını ortaya koymaktadır. Aynı döneme ait benzer litolojileri Türkiye güneyinde, Adıyaman, Derik (Ketin, 1966b) ve Amanoslarda (Atan, 1969) görebilmek mümkündür. Güneydoğu Anadolu da Derik bölgesinde Prekambriyen yaşlı Telbesmi formasyonunun yastık lav, andezitik spilitik bileşimli aglomera, tüf, andezit ve epiklastik kayalar içermektedir. Bu kayaların dereceli bir şekilde kıta içi alüvyal fan ve akarsu çökelleri ile üzerlendiği gözlenmektedir. Husseini (1989), Telbesmi formasyonuna ait birimlerin, Ölü Deniz Rift koluna ait riftleşme ile eş yaşlı çökeller olabileceği, Göncüoğlu ve Kozlu (2000) ise yay gerisi (back-arc) yada transtansiyonal bir riftleşmenin ürünü olduklarından bahsetmektedirler. Türkiye dışında, Batı Kuzey Amerika, İskoçya, Batı Newfoundland, İran ve Pakistan'da da Prekambriyen-Alt Kambriyen dönemi kayalarının Türkiye güneyindeki Geç Prekambriyen-Erken Kambriyen dönemindeki kayalarla, litolojik olarak uyumluluk gözlenmektedir. Zira Geç Proterozoik'te, Kuzey Amerika (Barnes ve Sevon 2002), İskandinavya, Güney Amerika ve Avusturalya-Hindistan-Antartika birlikteliğinden oluşan Süper kıtanın kenar zonunda Avalonien-Kadomien kıvrım kuşağını oluşturan orojenez'e bağlı yay gelişimi ve yay gerisi riftleşmeyle alakalı bir mağmatik aktivite söz konusudur (Morel ve Irving, 1978; Piper, 1982; Murphy ve Nance 1991).



Şekil 4-74: Doğu Toroslar'ın batı kesiminin Prekambriyen-Erken Silüriyen dönemine ait Jeolojik ve tektonik evrimi.

Pan Afrikan Temel ve Süper kıta'nın parçalanmasını doğuran bu süreç sonunda Erken Paleozoyik'te, Kuzeyde Laurentia, Sibirya, Baltık kıta alanları ve Iapetus okyanusu, güneyde ise Türkiye'nin de yer aldığı, Güney Amerika-Afrika-Arap kara alanlarının oluşturduğu Gondvana kıtası; Gondvana'dan ayrılan Avalonia karası ve bu sıyrılmayı (detached) doğuran riftleşmelerle birlikte Rheic ve Prototetis okyanuslarının açıldığı bilinmektedir (Stampfli ve Borel, 2002; Stern, 1994; Guiraud ve Bosworth, 1999).

Prekambriyen-Kambriyen dönemindeki fluvial-denizel, kırıntılı ve karbonatlı fasiyes sedimentasyonu gelişimi, Kuzey Afrika-Arap kenarı boyunca topografyanın aşındırılıp, peneplenmesi sonucunu doğurmuştur. Gondvana karası kuzey kenarında yer alan inceleme alanı bu dönemde, Erken Paleozoyik okyanusu kenarında sığ deniz platformu şeklinde, çökelimini uyumlu bir şekilde devam ettirmiş ve silttaşı ara düzeyli şeyllerle başlayıp, üste doğru ince kumlu terrijen bir çökelim gelişmiştir. Türbiditik karakterli, oldukça monoton bu çökelimin litolojik özellikleri ve birim içerisindeki kayma-oturma yapıları (slump structures), sedimentasyon esnası bir tektonizmayı göstermektedir

Torosların güneyinde yer alan, Afrika kenarında ise, kısa süreli bir transgresyonun ürünü olarak gelişen Geç Erken Kambriyen platform karbonatlarına karşın; Kambriyen sonunda tektonizmanın neden olduğu bölgesel bir yükselim (Sardiniyen Orojenezi) ve deniz seviyesinde bir düşüş gerçekleşmiştir (Fabre, 1988). Bu bölgede Kambriyen-Ordovisiyen geçişi, Batı Afrika (Mauritanides Kıvrım Kuşağı), Kuzeybatı Afrika (Tindouf Baseni) ve Orta Afrika da (Zaire Baseni) görüldüğü gibi sedimentasyondaki bir uyumsuzluğa karşılık gelmektedir (Guiraud ve Bosworth, 1999). Yine bu bölgelerde (Sirt Baseni, güney Sinai baseni, Uweniat ve Nubia) Kambriyen-Ordovisiyen döneminde, orojenik olmayan granitik dayklar şeklinde magmatik sokulumlar (Wennecker ve diğ., 1996) ve volkanizma varlığından bahsedilmekte, bu magmatik aktivitenin; Geç Ordovisiyen'de Afrika plakasının kuzeydoğu kenarı boyunca, kıtasal alanların sıyrılması (detached) ve tansiyonal rejimin egemenliğinde açılmaya başlayan okyanusun, rift omuzları şeklinde bölgeyi yükselttiği düşünülmektedir (Stampfli ve diğ., 1999).

İnceleme alanında, Ordovisiyen birimleri tabanındaki, yer yerde özellikle batıda Orta-Üst Kambriyen yaşlı Değirmentaş formasyonu üst düzeylerinde, yaklaşık 250-300 metrelik bir kalınlıkta yeşilşist metamorfizmasının etkinliğinde gelişmiş, düşük metamorfik bir zon bulunmaktadır. Bu düşük metamorfik kayalarda gözlenen c, c', c'', shear yapıları, gerilme lineasyonları, kuvars uzama yönleri ve zon içinde gelişen 's' ve 'z' şekilli shear yönü belirteci yapıları, bu zonun bölgesel bir tektonizma etkisinde geliştiği ve yaklaşık kuzey-güney doğrultulu ve güneye eğimli bir sıyrılmadan

kaynaklandığını ortaya koymaktadır. Sıyrılmanın oluşum yaşı ve mekanizması ele alındığında Ordovisiyen dönemi kuzey-güney gerilme ya da Neotetis güney kolunun açılımı sırasında gelişen platform kenarı gerilme faylarının, üstte yüksek eğimle, brittle olan etkisinin, derinlerde yataya yaklaşan eğimde, Üst Kambriyen-Ordovisiyen tabanındaki plastik davranışından kaynaklanmış olmalıdır.

Ordovisiyen çökelimi üst düzeylerinde sıkça rastlanan kayma oturma yapıları (Şekil 4-74b), tabaka üst yüzeylerinde gözlenen canlı eşeleme izleri, akıntı ve dalga izleri ile yük kalıpları ve karadan türeyen kırıntı boyundaki artış ortamın gittikçe sığlaştığını göstermektedir.

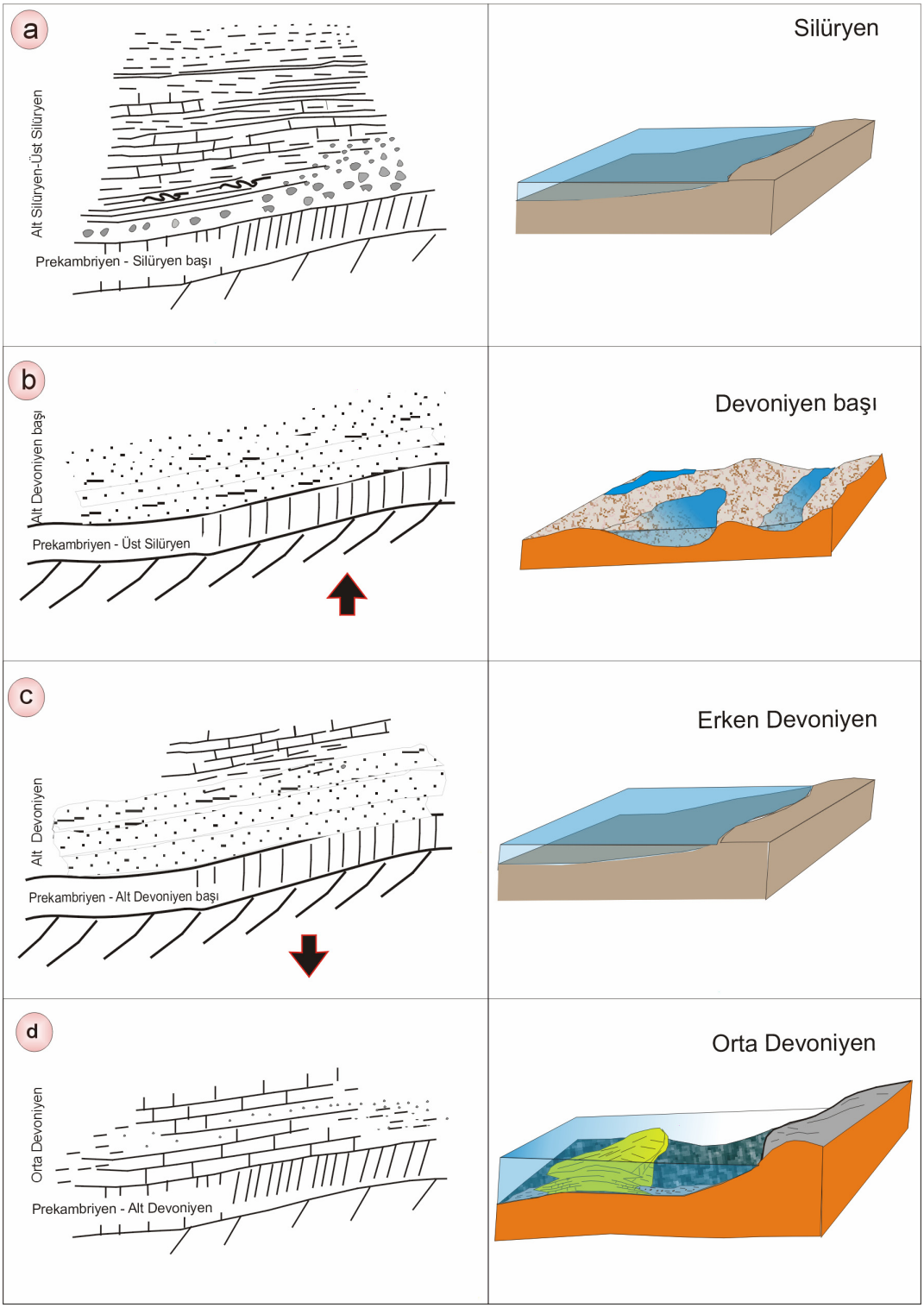
Ordovisiyen'de başlayan bölgesel yükselim ve Gondavana kıtasının güney kutbuna olan yakınlığı, bölgede buzullaşmanın etkinliğini doğurmuş, Erken Silüriyen başında deniz seviyesinin yaklaşık 100 metre düşmesi (Cocks ve Fortey, 1988) ve kısa süreli bir regresyona neden olmuştur (Şekil 4-74c). Bu bölgesel yükselim Türkiye güneyindeki değişik alanlarda farklı gelişmiş olup, Ordovisiyen-Silüriyen geçişi Hadim alanında (Özgül, 1997) ve Mısır, İsrail, Ürdün'de görüldüğü gibi uyumsuz (Guiraud ve Bosworth, 1999), inceleme alanının yer aldığı bölgede ise uyumlu bir çökelim söz konusudur. Erken Silüriyen döneminde buzul etkinliğinde gelişen akarsu ve denizel buzul çökelimi (Şekil 4-74c), oldukça iri ve yuvarlak kuvars çakıllarıyla belirgin, çakıltaşı ve kumtaşı çökelimi (Halityaylası formasyonu), buzulların erimesi, su derinliğinin artışı ile birlikte, Halityaylası formasyonu kırıntılılarının üzerine yanal ve düşey geçişli olarak, organik malzemece zengin, kapalı bir ortamda, bol graptolitli laminalı şeyllerin çökelimini gerçekleştirmiştir (Şekil 4-75a).

Geç Silüriyen döneminde ortam gittikçe sığlaşmakta, kireçtaşı, şeyl ardalanımından oluşan, ortoceras fosil içeriği, jipsli, kırmızı, yeşil çört ağlı yumrulu görünümlü kireçtaşları ve sıkça gözlenen disk şekilli nodülleriyle belirgin; üste doğru kırıntılı çökeliminin artarak demirli kumtaşlarının hakim olduğu, Yukarıyayla formasyonu; Halityaylası ve Puşçutepe formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır (Şekil 4-75a). Erken Silüriyen döneminde tüm Gondvanada egemen olan buzul etkinliği ve deniz ilerlemesinin, Geç Silüriyen'de sıcak, oldukça yüksek enerjili, sığ ortam

koşullarına, Erken Devoniyen'de ise tamamen dalga kontrollü, kırıntılı çökelimin egemen olduğu, şelf ortamına geçtiği gözlenmektedir .

Erken Devoniyen başında sığlaşan yer yer kara olan havza içerisinde, kuvars kumtaşı ve silttaşlarının çökelimi söz konusu olup, litolojik karakter, istifte gözlenen dikine canlı eşeleme izleri, balık kılçığı çapraz tabakalanma, kuruma çatlakları, yağmur izleri bölgesel bir yükselimin gerçekleştiğini ortaya koymaktadır (Şekil 4-75b). Orta Devoniyen'de yeniden deniz ilerlemesi gerçekleşmiş, oldukça sığ ve sıcak bir denizde Şafaktepe formasyonunun, resifal karakterli kalın tabakalı, platform türde, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı ve yer yer de kuvarsit ara düzeylerinden oluşan oldukça kalın bir sedimentasyon gelişimi söz konusudur (Şekil 4-75c,d). Erken Devoniyen sonunda başlayan bu transgresif süreçte, Geç Devoniyen'de deniz derinliğinde yeniden bir sığlaşma söz konusudur. Oldukça bol mercan ve brakypod fosilleriyle belirgin, resifal ve resif gerisi bir ortamda kireçtaşı ve istifin üst düzeylerinde pizolitik demirli kumtaşı, şeyl ve ince killi kireçtaşı ardalanımından oluşan Gümüşali formasyonu'nun, litoral-sublitoral bir ortamda çökelimi söz konusudur (Şekil 4-75d). Bu sığlaşma bazı bölgelerde yersel uyumsuzluklar şeklinde kendini göstermekte, fakat inceleme alanında Erken Karbonifer, Devoniyen geçişi sığlaşan bu ortam içerisinde uyumlu bir ilişki ile gerçekleşmektedir. Erken Karbonifer (Vizeen) döneminde bölgede sığ denizel ortam ürünü, üst düzeyleri boksitli, şeyl arakatkılı, kumlu, killi kireçtaşı (Ziyarettepesi formasyonu) çökelimi söz konusudur.

Erken Karbonifer-Geç Permiyen aralığı, Doğu Toroslar'da Paleozoyik döneminin ilk önemli tektonik deformasyon evrelerinden birini (Hersiniyen Orojenezi) oluşturmaktadır (Şekil 4-76b). Bu dönem sonunda bölgede etkin bir tektonizma ve sedimentasyonda bir kesiklik söz konusu olup, yükselen bölgedeki aşınım neticesinde, inceleme alanında kimi yerde tamamen Alt Karbonifer'in, yer yer de Devoniyen çökeliminin aşındırıldığı gözlenmektedir (Şekil 4-7a). Toros kuşağında yapılan değişik çalışmalarda (Güvenç ve diğ., 1994; Demirel ve Tekinli 1993; Yurtsever, 1996) Karbonifer çökeliminin, bazı kara alanlarında Kasimovian (Üst Karbonifer) sonlarına değin devam ettiği, dolayısıyla Geç Karbonifer -Geç Permiyen arasında bir hyatüsün varlığına değinilmektedir.

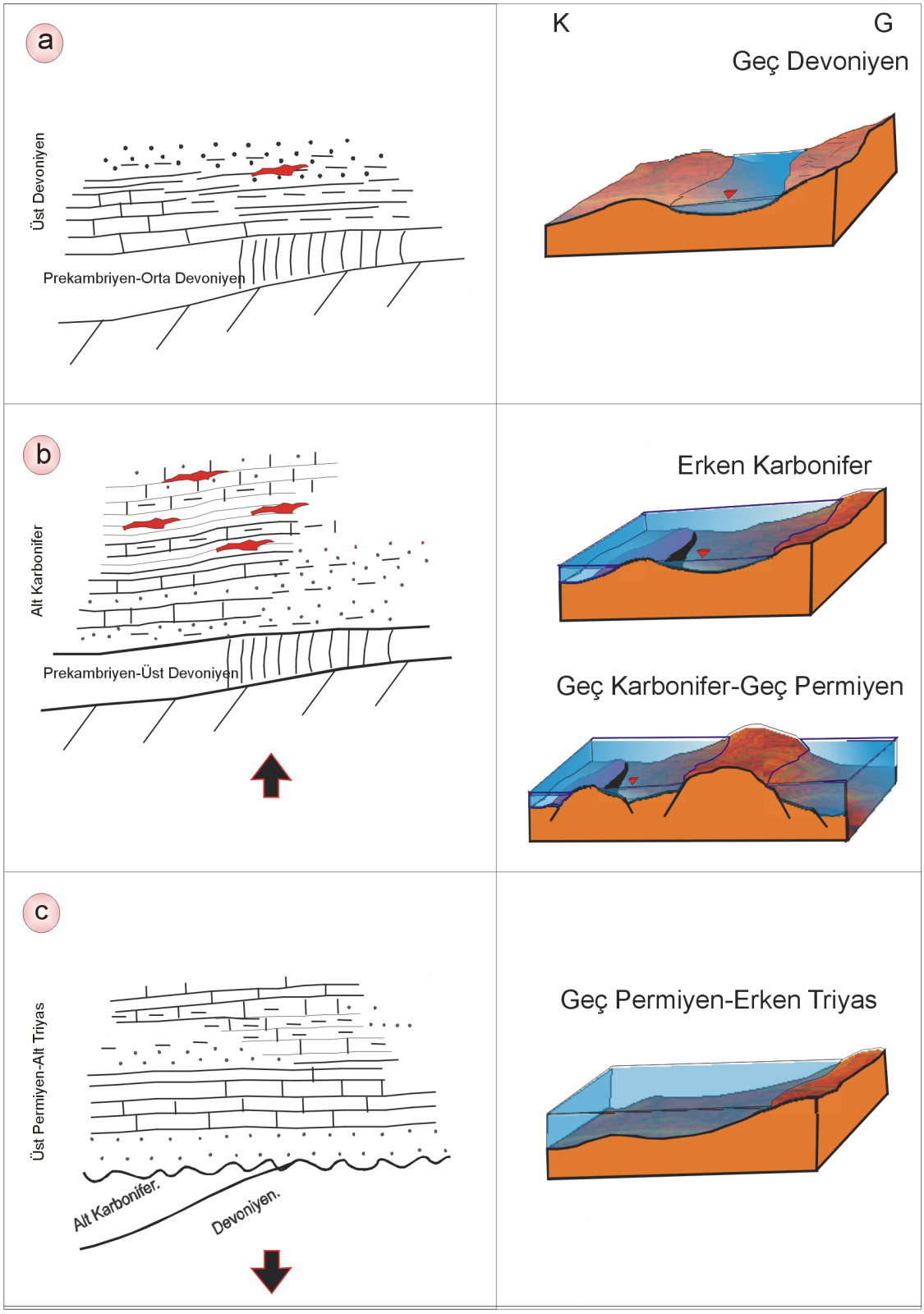


Şekil 4-75: Doğu Toroslar'ın batı kesiminin Silüriyen-Orta Devoniyen dönemlerine ait jeolojik ve tektonik evrimi.

Geyikdağı paraotokton istifindeki bu önemli sedimentolojik uyumsuzluğa karşın, bu istifin kuzey ve güneyinde yer alan Aladağ ve Alanya birliklerinde Üst Karbonifer'de çökelimin devam ettiği, Karbonifer-Permiyen geçişinin uyumlu olduğu ve Alt Permiyen'in, klavuz düzey olarak kabul edilen Girvanellalı kireçtaşlarıyla temsil edildiği görülmektedir. İnceleme alanının kuzeydoğusunda yer alan Sarız ve Güneydoğu Anadolu'da ise kömürlü ve kırıntılı karasal Alt Permiyen çökelimi söz konusudur (Perinçek ve diğ., 1991; Karayiğit ve diğ., 1996).

Karboniferde Toros-Menderes Bloğu, kuzey kutbunda, Arap kıtası önünde, Paleotetis'in güney kenarında yer almaktadır. Bu dönem, Paleotetis okyanusunun, asimetrik yayılımı devamında, Gondvana kuzeybatısının, Lavrasya'nın güneydoğusu boyunca birleşmesi ile Pangea oluşumu gerçekleşmiştir (Stampfli, 2001). Erken Karbonifer'de, bu kapanma gerçekleşirken inceleme alanı güneyinde, Gondvana kıtası kuzeyinde, Afrika-Arabistan kenarında, sığ deniz terrijen platformu, daha kuzeyinde kırıntılı-karbonatlı sığ platform çökelimi ve en kuzeyde Doğu Akdeniz Krenia Baseni'nde ise karbonat platform çökelimi görülmektedir. Geç Karbonifer de batı yönünde artan deformasyon şiddeti ile birlikte, denizel alanların oldukça sınırlandığı Krenia Baseni ve Mısır kuzeydoğusu dışında, daha ziyade terrijen çökelim ve karasallaşmanın hakim olduğu bir bölgesel yükselim söz konusudur (Guiraud ve Bosworth, 1999). Karbonifer-Permiyen geçişi bu bölgede de genel bir uyumsuzlukla belirgin olup, Levant' ta yaklaşık K-G gidişli Helez Antiklini oluşmuştur (Gvirtzman and Weissbrod, 1984).

Erken Geç Permiyen'deki uyumsuzluk, Levant (Garfunkel ve Derin, 1984), KB Mısır, Arab Bloğu ve KB Afrika'da da izlenmektedir. Geç Permiyen de oldukça daralmış bulunan sığ deniz Platformu'nda kırıntılı ve Karbonatlı fasiyes hüküm sürerken, ortam giderek derinleşmiş, Gondvana kuzeyindeki, Menderes-Toros Bloğu'nun da yer aldığı kara alanlarının, batı Kimmerit kıtası şeklinde ayrılması ve okyanuslaşma başlangıcını (Neotetis) oluşturmasını temin edecek kabuksal gerilmeler, bölgeye hakim bir duruma gelmiştir (Stampfli ve diğ., 1999).



Şekil 4-76: Doğu Toroslar'ın batı kesiminin Geç Devoniyen-Erken Triyas dönemine ait jeolojik ve tektonik evrimi.

Doğu Akdeniz'de derin denizel çökelim şartları hüküm sürerken Gondvana içlerinde akarsu çökelimi, büyük graben oluşumları, riftleşme ve magmatik faaliyet izlenmektedir (Almond, 1991 ve Garfunkel, 1999).

Doğu Toroslar'da, Geç Permiyen'deki, kuvars kumtaşı, mikritik ve biyomikritik platform kireçtaşları (Yığılıtepe formasyonu), Alt Triyas (Skitiyen) yaşlı sarımsı yeşil, bordo renkli, yer yer laminalı, silttaşı, kumtaşı ve sarımsı krem, sarımsı yeşil renkli kireçtaşı, marn ardalanımından oluşan, Katarası formasyonu'nun, sığ denizel kırıntılı ve karbonatlı birimlerince uyumlu bir şekilde üzerlenmektedir.

İnceleme alanında, Alt Triyas çökeliminin Jura-Alt Kretase yaşlı oldukça kalın ve monoton, Köroğlutepesi formasyonu'nun karbonatlı birimlerince açısal uyumsuz bir şekilde üzerlendiği görülmektedir.

Torosların her yerinde izlenen Triyas-Jura arasındaki bu uyumsuzluk döneminde bölgenin blok faylanmalara maruz kalarak yükseldiği ve bu yükselim sonrası oldukça etkin bir aşınımın bölgede hakim olduğu gözlenmektedir. İnceleme alanında Jura-Alt Kretase yaşlı platform karbonatlarının, Ağcapür tepe (B28) batı yamacı ve Zoplar köyün'de (H20) görüldüğü gibi Alt Triyas; Lale çukuru (E19) batı, güneybatısında görüldüğü gibi Ordovisiyen yaşlı birimler üzerinde açısal uyumsuz olarak yer almakta ve genellikle boksitli bir düzeyle başlamaktadır (Şekil 4-75a).

İnceleme alanının kuzeyinde, Sarız civarında (Varol ve diğ., 1986) ve güneyinde, Kozan-Mansurlu arasında kalan alanda, çökelimin, Orta-Üst Triyas'ta Neritik karbonatlar ve şeylli düzeylerin oluşturduğu kayaçlarla, Alt Triyas sonrasında da uyumlu bir şekilde devam ettiği, Liyas yaşlı karasal fasiyesi karakterize eden kanal dolgusu ve taşkın ovası çökellerin, Orta-Üst triyas yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak yeraldığı gözlenmektedir (Özgül ve Kozlu, 2002).

Jura-Erken Kretase dönemi boyunca Gondvana kuzeyinde, açılmakta olan Neotetis'in kuzey ve güney kolları, bölgeyi kuzeyde Pontit, ortada Anadolu ve güneyde Arap-Afrika kıtasını ayırmıştır.

Bu dönemde inceleme alanının kuzey ve güneyi boyunca açılan okyanusal alanların, kenar zonlarından denizin derin kesimlerine doğru, karasal kırıntılılar, platform kireçtaşı çökelimi, pelajik derin denizel çökelim ve rift magmatizmasının geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4-77a). Geç Kretase döneminde Neotetis'in kuzey ve güney kolları kuzey yönünde dalmaya başlamıştır (Şekil 4-77b). Güneyde okyanus içi dalım, bu dalımla birlikte güney yönünde ofiyolit yerleşimi ve okyanus kabuğu üzerinde ensimatik yay oluşumu gerçekleşmiştir. Tekirova-Hatay ofiyolitleri bu dalımın ürünleridir. Senomaniyen'den sonra Toros karbonat platformu güney yönünde eğilmiş ve pelajik çökelim gelişmeye başlamıştır (Robertson, 2000). Kampaniyen-Maastrihtiyen döneminde yay-kıta çarpışması gerçekleşmiş, ofiyolit dilimleri kuzey ve güneyde, güney yönlü yitim ile kara üzerine yerleşmeye başlamıştır. İnceleme alanı bu ofiyolit yerleşimlerinin sınırını oluşturan bir alanda yer almakta olup, ofiyolit yerleşimi çalışılan sahayı aşamamıştır. Kuzey-güney yönlü bu yitim neticesinde kıtasal kabukta dilimlenmeler başlamıştır.

Erken-Geç Eosen'de inceleme alanını da kat eden, güneybatıda, KKD ve DB uzanımlı faylar (Göksu, Saimbeyli, Savrun, Yumurtalık Fayları) ve kuzeybatıda da Ecemiş fayı oluşmuştur (Kozlu, 1997; Koçyiğit ve Beyhan, 1997). Lütesiyen'de, gerilmeli bir rejimin oluşturduğu yerel basenlerde, inceleme alanında gözlenmeyen, çakıltaşı, kumtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan Demiroluk formasyonu gelişmiştir. Doğu Toroslar'ın kuzeybatı ve güneydoğusundaki Göksu ve Değirmentaş doğrultu atımlı faylarından etkilenen alanlarda Erken Eosen-Oligosen'de geçişli basenler meydana gelmiştir (Demirel ve Kozlu, 1997).

Geç Eosen'de, Neotetis'in kuzey kolundaki dalım tamamlanmış, kıta-kıta çarpışması (Şekil 77c) başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1983; Görür ve diğ., 1984; Yılmaz ve Bedi, 1995; Gökten, 1997). Batıda bu kapanımla birlikte Beyşehir-Hoyran-Hadim napları güney yönünde ekaylanmışlardır. Güney yönündeki bu imbrike sistem, Neotetis güney kolunun kuzey kenarlarını deforme etmiştir (Robertson ve diğ., 2002).

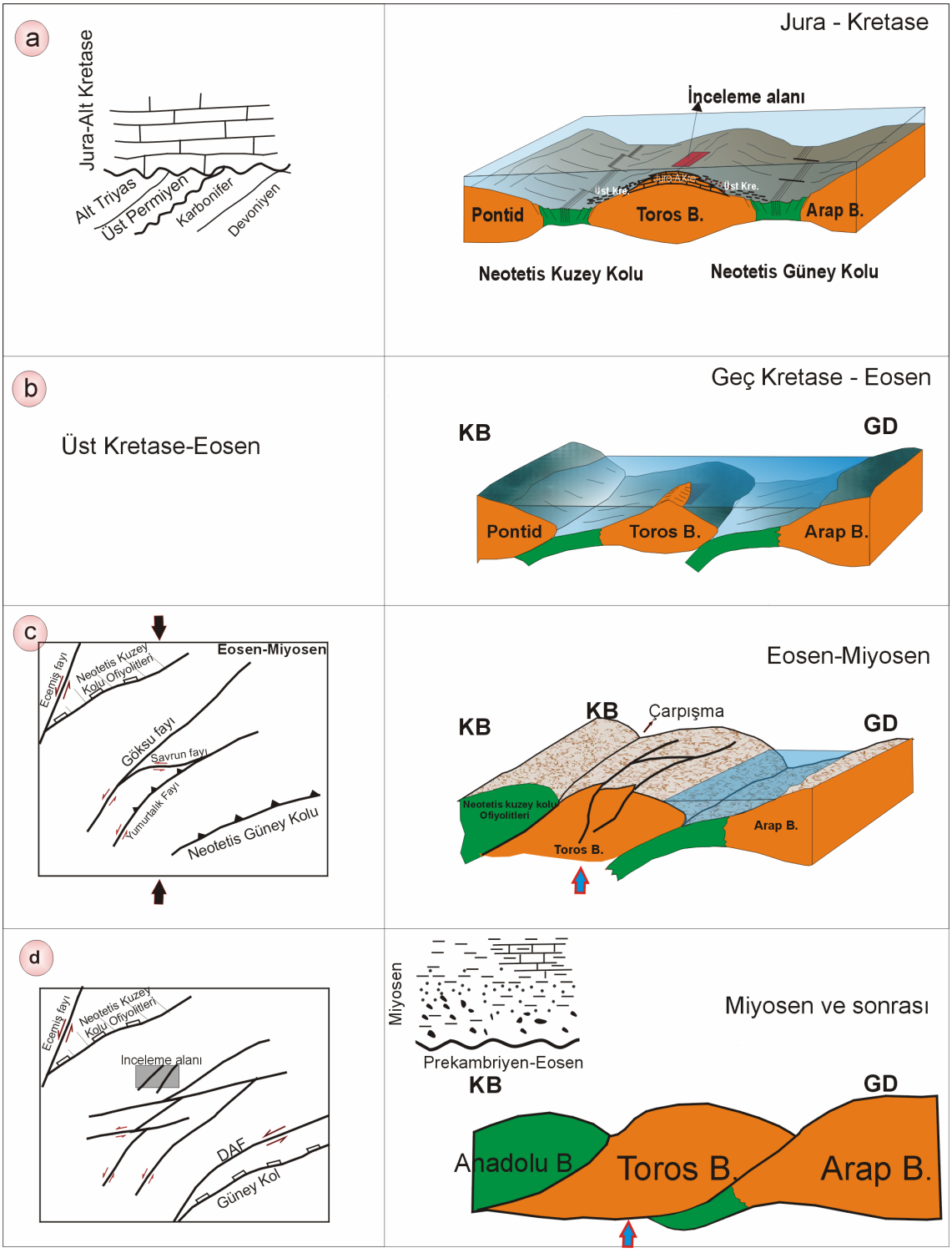
Oligosen, Doğu Akdenizde yakınsamanın doğurduğu faylanmalara rağmen durgunluk dönemidir. Geç Eosen'de inceleme alanı güneyinde yer alan Adana Baseni'nin kara

alanında, blok faylanmalarla birlikte çökme ve denizel sedimantasyon başlamıştır (Robertson ve Ünlügenç, 2003). Geç Oligosen'de ise Arabistan Levhası kuzeyinde, Neotetis güney kolunun kapanımı ilk önce Güneydoğu Anadolu'nun kuzeydoğu kenarı boyunca gerçekleşmiş (Şekil 4-77d) ve çarpışma başlamıştır (Perinçek ve diğ., 1987).

İnceleme alanında Miyosen öncesi dönemde yukarda belirtilen kapanımın doğurduğu KKB-GGD (yaklaşık kuzey-güney) yönlü sıkışma ile bölgede, uzanımı genellikle doğu-batı eksenli kıvrımlar (Bozbelen Antiklinali, İncekarış Senklinali, Gavuroluğu Antiklinali, Yaylapınarı Antiklinali vs.), yine aynı yönlü ters faylar (Döştepe Fayı), KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı sol yönlü ve KB-GD uzanımlı, sağ yönlü doğrultu atımlı faylar gelişmiştir (Şekil 4-78). Jura-Erken Kretase çökelimi sonrası inceleme alanında gözlenen en yaşlı birim, Miyosen yaşlı Sümbüldağ formasyonu olup, Paleosen, Eosen ve Oligosen havzalarına dair bir çökelim izlenememiştir. Bu durum, muhtemelen bu dönemlerde bölgenin kara olması yada Miyosen öncesi bölgesel yükselimin neden olduğu aşınımdan kaynaklanmış olmalıdır.

Miyosen döneminde inceleme alanında oldukça yüksek enerjili, karasal bir ortamda gerçekleşen çökelme, daha ziyade topoğrafik çukurları dolduran bir tarzda gelişmiş olup, istifin üst düzeylerinde düşük enerjili, sığ su ortamı ürünü çökelim gerçekleşmiştir.

Miyosen dönemindeki Arap-Anadolu yakınsamasının doğurduğu çarpışma ile birlikte gelişen yaklaşık kuzey-güney yönlü sıkışma, bölgeyi daraltarak kabuk kalınlaşmasına neden olmuş (Şengör ve Yılmaz, 1981), bu süreçte Orta Miyosen'de Anadolu Levhası içinde transform nitelikli Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları oluşmuştur (Ketin, 1966a; Arpat ve Şaroğlu, 1975; Şengör, 1980; Kozlu, 1982; Yılmaz, 1984). Doğuda, kuzey-güney yönlü yitimin doğurduğu kısalma ile kenar kıvrımlar oluşurken, batıda transform faylarla kesilen Anadolu Bloğu günümüze değin batı yönünde hareketini sürdürmekte (Şengör ve Kidd, 1979; Dewey ve Şengör, 1979; Barka ve diğ., 1997), aynı zamanda GPS ve paleomanteyizma ölçümlerine göre ise saatin tersi yönünde bir hareket gerçekleştirmektedir (Paltzman ve diğ., 1994; Tatar ve diğ., 1995; Piper ve diğ., 1996).



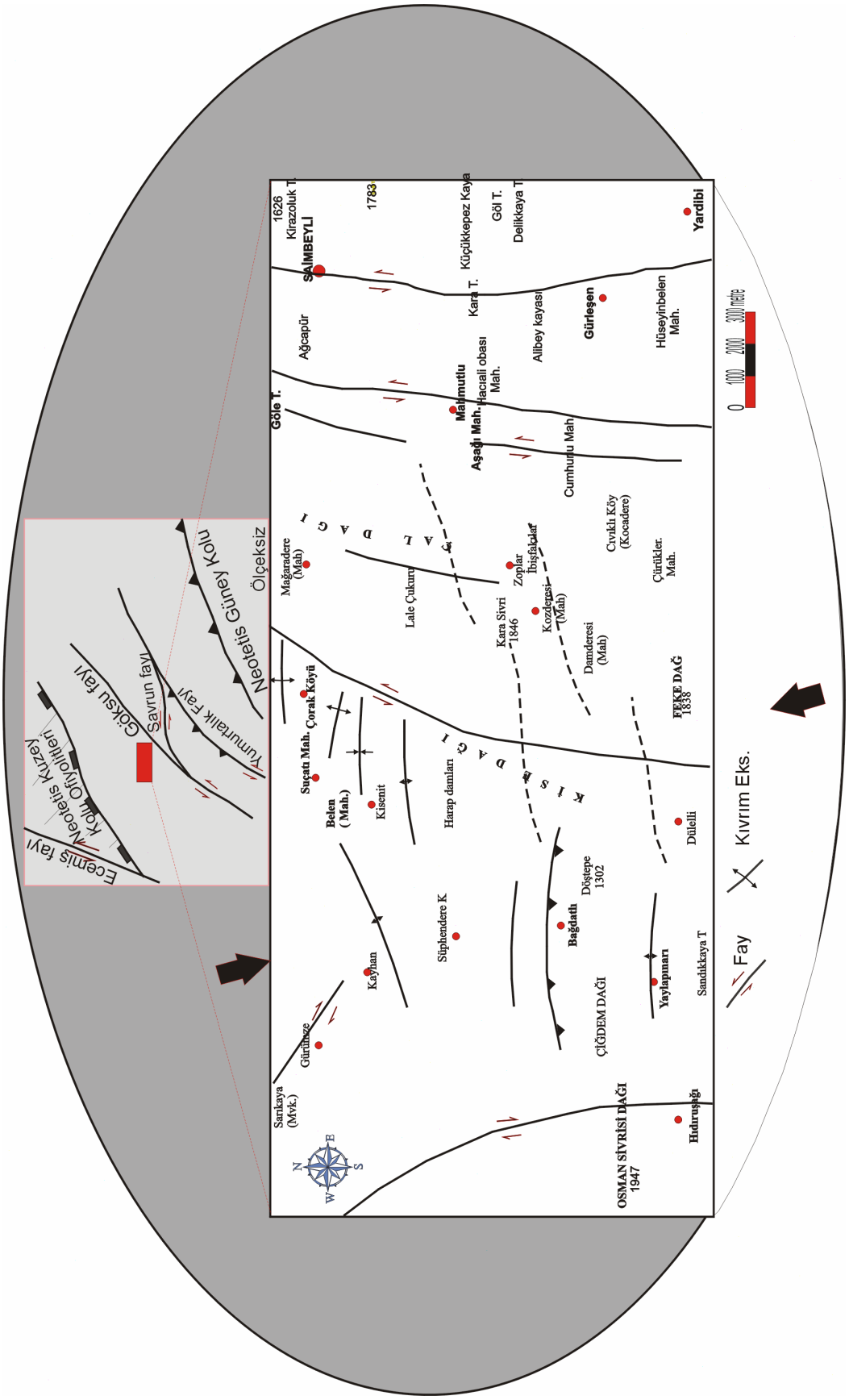
Şekil 4-77: Doğu Toroslar'ın batı kesiminin Jura-Miyosen dönemine ait jeolojik ve tektonik evrimi.

İnceleme alanının yer aldığı bölgede, Miyosen sonrası dönemde bölgeyi sınırlayan, doğuda, Doğu Anadolu Fayı, batıca Ecemiş Fayı ve yine bu faylara yaklaşık paralel diğer doğrultu atımlı faylar bölgede bir makaslama geriliminin etkin olmasını

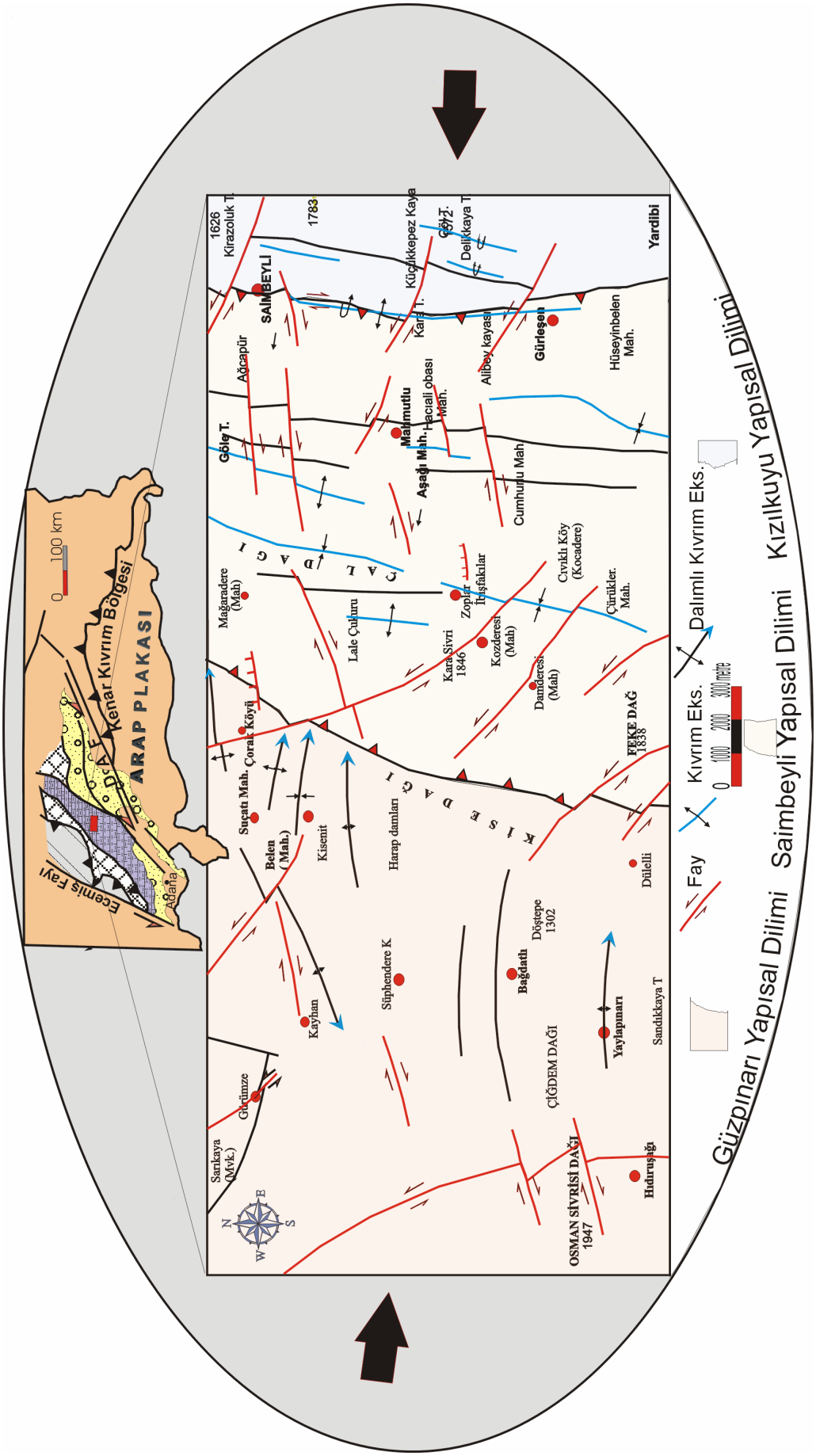
sağlamıştır. Bu doğrultu atım sisteminin doğurduğu transpresif etki, Doğu Anadolu Fayı ve Ecemiş Fayı arasında kalan inceleme alanın da yer aldığı blokta, BKB-DGD (yaklaşık doğu-batı) yönlü transpresif bir sıkışmayı doğurmuş ve buna bağlı olarak ta, Miyosen öncesi yaklaşık kuzey-güney yönlü sıkışma ürünü tektonik hatlar, aktivitelerini yeni sisteme uygun hale getirirken, bir çoğu da tamamen yok olmuş yeni tektonik döneme uygun yapılar gelişmiştir. Bölgedeki bütün birimleri kat eden yaklaşık doğu-batı yönlü bu transpresif sıkışma, inceleme alanı batısında genellikle D-B eksenli kıvrımların, doğuya dalımlı hale dönüşmesine neden olmuştur (Şekil 4-79). İnceleme alanı orta ve doğusunda daha etkin olan bu tektonik deformasyon, önce KKD ekseninde bölgeyi kıvırdıktan sonra, progresif deformasyonun devamında, kıvrım eksenlerine yakın bölgelerden, inceleme alanını KKD yönünde kat eden ve muhtemelen Miyosen öncesi doğrultu atım bileşenli çalışan, Saimbeyli Fay Zonu ve Armutalan Fayı boyunca itime neden olmuştur (Şekil 4-79).

Bu oblik bileşenli itki fayları, inceleme alanında, Geyikdağı paraotoktonu içerisinde yaklaşık kuzey-güney uzanımlı farklı yapısal alanların doğmasını temin etmiştir. Buna göre Saimbeyli Fay Zonu ve Armutalan Fayı arasında kalan Saimbeyli Yapısal Dilimi; bu faylar boyunca, batıda Kızılkuyu Yapısal Dilimi, doğuda Güzpınarı Yapısal Dilimi üzerine itilmiştir. Her iki fayda da tektonik taşınma Saimbeyli Yapısal Dilimi tabanını oluşturan, Ordovisiyen ve kısmende tektonik melanj şeklinde, Kambriyen birimlerinin, Devoniyen kayalarını üzerlediği görülmektedir (EK-II).

Miyosen sonrası dönemde, daha önce yaklaşık K-G ve KB yönlü muhtemelen doğrultu atımlı olan fayların, atım yönlerindeki değişiklikle birlikte, oblik bileşenli doğrultu atımlı yada tamamen düşey bileşenli faylar şeklinde çalıştıkları gözlenmektedir. BKB yönlü transpresif sıkışmanın doğurduğu progresif sürecin ilerleyen evrelerinde, bu deformasyona uygun oblik bileşenli makaslama fayları gelişmiştir. Yaklaşık DKD ve KB doğrultulu olan bu faylardan, DKD uzanımlı olanların (Ağcapür Fayı, Bozbelen Fayı vb.) sağ yönlü doğrultu atımlı ve KB uzanımlı olanların (Karatepe Fayı, Kızılyer Fayı, Kazanlı Fayı vb.) ise sol yönlü doğrultu atımlı faylar şeklinde bölgedeki tüm birimleri ve diğer tektonik yapıları kat ettikleri gözlenmektedir (Şekil 4-79).



Şekil 4-78:İnceleme alanının Miyosen öncesi tektonik yapılarını gösterir harita.



Şekil 4-79: İnceleme alanının Miyosen ve sonrası döneme ait tektonik yapılarını gösterir harita.

İnceleme alanında sınırlı alanlarda, zayıf etkili olarak izlenen, yaklaşık DB doğrultulu normal fayların da yine bu sistemin ürünleri oldukları düşünülmektedir.

Miyosen başlarında Doğu Toroslar'ın batı kesiminde gerçekleşen oldukça hızlı bir çökelimin paleotopografik çukurlukları doldurması, kaynak alanlardaki aşındırılma ve aynı sistem içerisinde devam eden etkin sıkışma tektoniği, bölgenin yükselerek ortamın sığlaşmasını ve devamında, Pliyosen'den itibaren bölgenin kara olmasını temin etmiştir. Bölgede sırt eksenlerindeki yataylık ve özellikle Sümbüldağ formasyonu kırıntılılarına ait çökelimin mostra verdiği Çiğdem dağı'nda görüldüğü gibi, dağın doruk ekseninde gözlenen yataylık, bölgenin blok halinde hızlı bir yükselim gerçekleştirdiğini ortaya koymaktadır. Bölgede, Pliyosen-Kuvaterner döneminde inceleme alanında, doğrultu atımlı fayların etkinliğinde gelişen küçük çöküntü alanlarında gölsel ve akarsu çökeliminin yanı sıra, dikçe eğimli sırt uzanımlarına paralel, yamaç molozu birikintileri oluşmuştur.

5 TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Türkiye'nin güneyinde yer alan Toros dağları Alp-Himalaya Orojenik kuşağının önemli alanlarından birini oluşturmaktadır. inceleme alanının yer aldığı Doğu Toroslar'ın Mansurlu-Saimbeyli kesimi, Prekambriyen'den başlayıp günümüze değin geçen zaman dilimindeki, hemen hemen bütün dönemlere ait kaya topluluklarının eksiksiz olarak yer aldığı Geyikdağı Birliği'nin kaya birimlerini kapsamaktadır.

İnceleme alanının özellikle batısında yaygın mostralar sunan, Prekambriyen-Alt Kambriyen yaşlı, volkanik kırıntılı yer yer sil ve dayklar şeklinde diyabazlar ve ortaç bileşimli tüf mercekleri ile başlayan, üst düzeylerde subarkozik, kuvarsik kumtaşları ve en üstte sığ denizel ortam ürünü siyah renkli şeyl ve silttaşları şeklinde devam eden Emirgazi formasyonu, bölgede yer alan en yaşlı çökelimi oluşturmaktadır. Bu dönemde Gondvana kıtası kuzey kenarında yer alan bölgede, yakın bir kaynak alandan oldukça yüksek enerjili bir beslenmenin olduğu, kırıntılı çökelimi ve moloz akması ürünlerini takiben, ortam denizel bir özellik kazanmakta ve sığ deniz koşullarında ince kırıntılı ve şeylli birimlerin çökeldiği gözlenmektedir. Deniz derinliğinin artışı, kara alanlarındaki aşınım ve karadan beslenmenin azalışı ile birlikte, ortamda karbonat çökelimi söz konusu olup, genellikle dolomitik karakterli, çörtlü, kireçtaşlarından oluşan ve Değirmentaş formasyonu olarak isimlendirilen birim, uyumlu bir şekilde Emirgazi formasyonu'nu üzerlemektedir.

Kambriyen-Ordovisiyen geçişi uyumlu olup, Kambriyen'deki deniz derinliğindeki artış, Ordovisiyen'de de devam ederek ve daha ziyade yeşil, kurşun grisi, sarımsı yeşil, alaca bulaca renkli şeylli birimlerin çökelimi söz konusudur. Oldukça kalın olan isifin üst düzeylerinde, şeylli düzeylerin yerini silttaşı ve daha üstte ince kumtaşlarının aldığı gözlenmektedir. Armutludere formasyonu olarak isimlendirilen Ordovisiyen çökeliminin üst düzeylerinin litolojik yapısı, iz fosil kapsamı ve sedimenter yapıları, ortamın yavaş yavaş sığlaştığını ve dalga etkili sığ denizel bir özellik kazandığını ortaya koymaktadır.

İnceleme alanında en geniş yayılıma sahip olan Armutludere formasyonunun taban düzeylerindeki yaklaşık 250-300 metrelik zonda, penetratif, üste doğru ise etkisi gittikçe azalarak devam eden metamorfik karakter; kayada klivajlı bir yapının oluşmasını temin etmiştir. Bu zonda yapılan incelemelerde, klivajlı zonlarda gözlenen kuvars uzama yapıları, asimetrik mineral gelişimleri, basınç gölgeleri, c', c'' yapıları ve gerilme lineasyonları, bu yapıların şiddetli gerilme ürünü olduklarını ortaya koymaktadır. K-G yönlü bir shear sistemi içerisinde, yeşilşist metamorfirmasının gözlendiği birimde yapılan ölçümlerde, bu düzeyin yaklaşık güney yönlü bir sıyrılma (detachment) etkisi altında kaldığını ortaya koymaktadır. Bu gerilmeli rejimin Neotetis güney kolunun açılımını gerçekleştiren gerilmeli sistemin ürünü olan ve derin zonlarda eğimi yataya yaklaşan listrik fay sisteminin plastik davranışının sergilendiği zonlarda, kayalardaki plastik davranışın bir ürünü olarak, yada magmatik aktivite ve riftleşmenin gözlendiği, Erken Paleozoyik dönemindeki Tetis'in açılımı ile ilgili olduğu düşünülmektedir. Ordovisiyen çökeliminin yaygın bir şekilde izlendiği Toroslar'da, Kambro-Ordovisiyen sıyrılmasının gelişimi ve yaşının ortaya konması adına, daha geniş çaplı petrografik ve mikrotektonik incelemelere ihtiyaç vardır.

Silüriyende, Gondvana kıtasının Güney kutbuna olan yakınlığı ile birlikte, çökelimin daha ziyade buzul etkinliğinde gerçekleştiği, buzullaşmanın, aynı zamanda deniz derinliğinde önemli miktarlardaki düşüşe neden olmasıyla birlikte, ortamın yer yer kara olduğu gözlenmektedir. İnceleme alanında, kumtaşları içerisinde, iri, yuvarlak, beyaz renkli kuvars çakıllarıyla belirgin Alt Silüriyen yaşlı kayaların, çizikli yapısı ve cilalı görünümü ile buzul kayma yüzeylerindeki çizikler, buzul etkinliğini ortaya koymaktadır. Halityaylası formasyonu olarak isimlendirilen birimin Toros kuşağında değişik kalınlıklarda oluşu, kötü boylanmalı ve derecelenmesiz, kimi yerde ise üste doğru tane boyutunun incelmesinin yanı sıra, çapraz tabakalı yapı sergilemesi, bu çökelimin, karasal ve denizel-buzul, işlevinin birlikte geliştiğini ortaya koymaktadır. Silüriyen çökeliminin Toroslar'ın değişik kesimlerinde ve Türkiye güneyindeki bölgelerde Ordovisiyen üzerine uyumsuz olarak gelmesine karşın, inceleme alanının bulunduğu Doğu Toroslar'ın batı kesiminde bu geçişin uyumlu olduğu gözlenmektedir. Halityaylası formasyonu kırıntılıları içerisinde, yükselim ve kaynak teşkili ile, uyumsuzluğu gösterecek, Ordovisiyen kayalarına dair bir kırıntı çökelimi

içermediği gözlenmektedir. Buzulların erimesi ve deniz derinliğindeki artış ile birlikte Alt Silüriyen'deki kaba kırıntılı çökelimin yerini Puşçutepe formasyonu olarak isimlendirilen graptolitli, siyah ve kurşun grisi renkli şeyllerin aldığı gözlenmekte, bunu, Üst Silüriyen yaşlı Yukarıyayla formasyonu'nun, altta karbonatlı, üste doğru ise daha ziyade kumlu, şeylli sığ denizel çökelimi takip etmektedir. İnceleme alanındaki jeolojik haritalama çalışmalarında, Silüriyen kayalarının varlığı ve dağılımının ilk bu çalışmada detaylı haritalanmış olması, bölgedeki jeolojik gelişimin ortaya konması adına büyük fayda sağlamıştır. Alt Silüriyen yaşlı Puşçutepe formasyonu'nun bölgede değişen kalınlıklarda ve genellikle merceksi yapıda oluşu, paleotopoğrafyadaki düzensiliğin neden olduğu, Halityaylası formasyonu'nun, Yukarıyayla formasyonu karbonatlarınca uyumlu olarak üzerlenişi, Silüriyen'de yanal ve düşey geçişle birlikte, fasiyes değişimini ortaya koymaktadır.

Erken Silüriyen döneminde, tüm Gondvana'da egemen olan buzul etkinliği ve sonrasında deniz ilerlemesinin, Geç Silüriyen'de sıcak, karadan beslenmenin fazla olduğu, oldukça yüksek enerjili sığ ortam koşullarına; Erken Devoniyen ise dalga etkinliğinde, kırıntılı çökelimin egemen olduğu, şelf ortamına geçtiği gözlenmektedir. Erken Devoniyen başında, uyumlu bir şekilde, kuvars kumtaşı, silttaşı ve üst düzeylere doğru karbonat çökeminden oluşan Ayıtepesi formasyonu'nun, sığlaşan yer yer su üstü olan havza içerisinde oluştuğu, ripılmark, dikine canlı eşeleme izleri, kuruma çatlakları, yağmur izleri, balık kılçığı çapraz tabakalanma, alev yapıları gibi sedimentolojik ve iz fosil bulguları ile ortaya konmuştur. Orta Devoniyen'de kalın, bol mercanlı, resifal karbonat çökelimi söz konusu olup, Şafaktepe formasyonu olarak isimlendirilen birim, deniz derinliğinin yeniden artışı ile birlikte platform ortamda oluşmuştur. Geç Devoniyen'de, resifal ortam ürünü, oldukça bol mercanlı ve brakyopodlu kireçtaşlarının yanı sıra üst düzeylere doğru, ortamın gittikçe sığlaşmasıyla birlikte, demirli karbonat çökelimin yerini çamurtaşı ve demirli kumtaşlarının aldığı, resif gerisi bir ortamda, Gümüşali formasyonunun, çökeldiği görülmektedir. Geç Devoniyen-Erken Karbonifer geçişinin uyumlu olarak izlendiği bölgede kırıntılı ve karbonatlı bir çökelimin gerçekleştiği Ziyarettepesi formasyonu'nun üst kesimlerinde, kumtaşları içerisinde pizolitik demir yumruları izlenmektedir. Bölgede, Orta-Geç Karbonifer-Erken Permiyen çökelimi gözlenmemektedir. Üst Permiyen yaşlı Yığılıtepe formasyonu; tabanda kılavuz düzey

olarak kabul edilen kuvarsitlerle başlamakta ve mikritik, biyomikritik platform kireçtaşları ile devam etmektedir. Gondvana kuzey kenarında Karbonifer-Permiyen geçişi bölgedeki ilk önemli uyumsuzluk dönemine karşılık gelmektedir. Kuzeyde, Paleotetis'in kuzey yönünde, Lavrasya altına dalıp tüketilirken, güney kenarında yer alan pasif konumda bulunan inceleme alanındaki gerilmeli tektonik rejimin doğurduğu bölgesel yükselimler Karbonifer döneminde ortamın kara oluşunu temin etmiş, Permiyen dönemindeki transgresyonla deniz derinliği ortamda yeniden artmaya başlamış ve oldukça kalın platform kireçtaşı çökelimi gerçekleşmiştir.

Erken Triyas'ta, Geç Permiyen üzerinde uyumlu olarak sığ denizel, ince tabakalı yeşilimsi sarı, mor renkli silttaşı, marn ve kireçtaşı ile temsil edilen Katarası formasyonunun çökelimi söz konusu olup, inceleme alanında Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları ile açılı uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Jura öncesi bu uyumsuzluk döneminde, Köroğlutepesi formasyonu taban seviyelerinde yer alan boksitli düzeyden de anlaşılacağı üzere, blok faylanmaların doğurduğu bölgesel yükselimle, inceleme alanının da bulunduğu kesimin, kara halini aldığı ve etkin bir aşınımın gerçekleştiği tespit edilmiştir.

Türkiye güneyinde açılmakta olan Neotetis'in kuzeyinde yer alan inceleme alanı, Geç Kretase'de, Neotetis güney kolu ve inceleme alanı kuzeyinde yer alan, Neotetis kuzey kolunun, kuzeye dalmaya başlamalarıyla, Prekambriyen'den itibaren devam eden, pasif ya da genellikle gerilmeli tektonik rejim, yerini sıkışmalı bir tektonik rejime bırakmıştır. Kampaniyen-Maastrihtiyen döneminde kuzey ve güneyde yer alan okyanusların, ofiyolit dilimleri kara üzerine güney yönde yitilmeye başlamış, bu yitim kıtasal kabukta dilimlenmelere sebep olmuştur.

Erken-Geç Eosen'de inceleme alanını kat eden KKD ve DB doğrultulu faylar ve inceleme alanı kuzeybatısında yer alan Ecemiş Fayı oluşmuştur. Bölgede yapılan incelemelerde, bu dönemde inceleme alanının, KKB (yaklaşık kuzey-güney) yönlü sıkışma tektoniği ile D-B eksenli kıvrımlar, yaklaşık D-B yönlü yüksek açılı ters faylar, KKD ve KB yönlü makaslama faylarının etkisi altında kaldığı tespit edilmiştir. Geç Oligosen'de İnceleme alanı güneyinde yer alan Adana Baseni'nin kuzeyinde, blok

faylanmalarla çökerek sedimentasyon başlamış, aynı dönemde kara alanı konumundaki kuzey blokta yer alan Toroslar'da, yükselme gerçekleşmiştir.

İnceleme alanında mostra veren Tersiyer çökelimi, Miyosen dönemine ait olup, Miyosen öncesi dönemde, bölgenin yukarda bahsedilen yükselmeye bağlı olarak hep kara olduğu yada varsa bile Oligosen yükselimi ile birlikte aşındırıldığı söylenebilir. Bölgedeki tüm birimler üzerinde uyumsuz olarak yer alan Miyosen çökelimi, tabanda oldukça iri bloklu ve çakıllı, yüksek enerjili karasal bir ortamda, genellikle topoğrafik çukurlukları dolduran tarzda olup, üste doğru hızlı aşınım ve havzanın dolması ile birlikte, oldukça sakin bir sedimentasyon sürecinde, kumtaşı ve marn çökeliminin gerçekleştiği bir ortama bırakmaktadır. Güneydoğu'da, Geç Oligosen'de Neotetis güney kolunun da kapanımıyla, Miyosen döneminde Arab-Anadolu yakınsamasının doğurduğu kabuk kalınlaşmasının devamında, Orta Miyosen'de inceleme alanı doğusunda yer alan Doğu Anadolu Fayı oluşmuştur.

Miyosen öncesi KKB yönlü sıkışmanın doğurduğu tektonik deformasyonun, Miyosen sonrası dönemde, doğuda Doğu Anadolu, batıda Ecemiş Fayı arasında yer alan inceleme alanının, BKB (yaklaşık doğu-batı) yönlü transpresif bir sıkışma ile KKD eksenli kıvrımlar, yine aynı yönlü yüksek açılı ters faylar, KB ve yaklaşık D-B doğrultulu makaslama faylarının etkinliğinde bir tektonik deformasyona maruz kaldığı ve günümüze değin bu aktivitenin sürdüğü tespit edilmiştir.

Miyosen ve sonrası döneme ait bu tektonik dönemde, KKD doğrultu ters faylar boyunca Geyikdağı istifinin dilimlenerek, birbiri üzerine itildiği tespit edilmiştir. İnceleme alanında, bu sıkışmanın doğurduğu 3 yapısal dilim ayırt edilmiş olup, bu dilimlenme ile ortaya çıkan yapısal alanlardan batıdakine Güzpınarı, ortadakine Saimbeyli, doğudakine Kızılyer Yapısal Dilimi ismi verilmiştir. Ayrıca Süphandere Yapısal Diliminin, Miyosen öncesi dönemde, KKB yönlü sıkışma ile kendi içerisinde kuzeyde Gürümze, ortada Süphendere ve güneyde Yaylapınarı Yapısal Dilimi olarak isimlendirilen 3 yapısal as alana bölünmüş olduğu görülmektedir. Bölgede, bu transpresif sıkışma ile gerçekleşen hızlı yükselimin neden olduğu aşınım ile, kıvrım eksenlerine genellikle paralel büyük, derin vadiler ve bu vadilere koşut sırtların oluştuğu tespit edilmiştir.

6 KAYNAKLAR

AAL, A.A., LELEK, J.J., 1994, Structural development of the northern Sinai, Egypt, and its implications on the hydrocarbon prospectivity of the Mesozoic. In, Al-Husseini, M.I. (Ed.), Geo'94, The Middle East Petroleum Geosciences. Gulf PetroLink 2, 15–30.

ABD El-AZIZ, M., MOUSTAFA, A.R., SAID, S.E.D., 1998, Impact of basin inversion on hydrocarbon habitat in the Qarun Concession, Western Desert, Egypt. Proc. 14th Petroleum Conference, October Exploration Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, 1, 139–155.

ABDOU, A., 1998, Deep wells in Khalda West — a brief review. Proc. 14th Petroleum Conference, October Exploration Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, 517-533.

ABDÜSSELAMOĞLU, Ş., 1958, Yukarı Seyhan bölgesinde Doğu Torosların jeolojisi. M.T.A. Rap., No: 2668.

ABED, A.M., MAKHLOUF, I.M. and AMIREH, B.S., 1993, Upper Ordovician glacial deposits in southern Jordan, Episodes 16, 316–328.

ACHMON, M. and BEN-AVRAHAM, Z., 1997, The deep structure of the Carmel fault zone, northern Israel, from gravity field analysis.Tectonics 16, 563-669.

AGSO, 1995, Preservation of old accumulations-key to Canning hydracarbon exploration, AGSO Research Newsletter, 22, 5-7.

Akdale. A.A.,Bromley, R.G. & Pemberton, S. G., 1984. The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy, Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Tulsa, Oklahoma, 316p.

ALMOND, D.C., 1991, Anorogenic magmatism in Northern Africa. In, Salem, M.J., Hammuda, O.S., Eliagoubi, B.A, (Eds.), The Geology of Libya Elsevier, Amsterdam, 5, 2495-2510.

ALSHARHAN, A.S., NAIRN, A.E.M., 1997, Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East. Elsevier, Amsterdam, 942.

ARPAT, E. ve ŞAROĞLU, F., 1975, Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18 (1), 91-101.

ATABEY, E., 1993, Gürün Otoktonundaki Yanıktepe Formasyonu (Üst Kretase) Dolomitlerinin Petrografisi ve Kökeni, Doğu Toroslar (Türkiye), MTA Dergisi, 1995, 117. 115-123.

ATAN, O.R., 1969, Eğribucak-Karacaören (Hassa)–Ceyhanlı-Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos dağlarının jeolojisi, M.T.A. yayını, Ankara, No: 139.

AYHAN, A., 1988, Kozan Elmadağı (Adana) arasının Jeolojisi (Doğu Toroslar-Türkiye), İst. Ün. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg., 6 (1-2), 37-56.

AZİZ, A., ERAKMAN, B., KURT, G. ve MEŞHUR, M., 1982, Pınarbaşı-Sarız-Gürün ilçeleri arasında kalan alanın jeolojisi raporu, TPAO Rap., Ankara, No: 1601., 52.

BAER, G., HEIMANN, A., ESHET, Y., WEINBERGER, R., MUSSETT, A., SHERWOOD, G., 1995, The Saharonim Basalt, a Late Triassic-Early Jurassic intrusion in southeastern Makhtesh Ramon, Israel, Israel J. Earth Sci. 44, 1-10.

BAILEY, D.K., 1992, Episodic alkaline igneous activity across Africa, implications for the causes of continental break-up. In, Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), Magmatism and the Causes of Continental Break-up, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 68, 91–98.

BARBER, P.M., 1981, Messinian subaerial erosion of the Proto-Nile delta. Mar. Geol., 44, 252–272.

BARGU, S., 1993, Geç Pleyistosen (Tireniyen) Taraçalarý ve Marmara Denizinin Evrimindeki Rolü, 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri 1993, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odasi, Ankara, 118-119

BARGU, S., 1997, Pleistocene Terraces and their role in the Evolution of the Sea of Marmara, The Late Quarternary in the Eastern Mediterranean International Symposium at MTA General Directorate, Ankara, Turkey (1-4 April, 1997).

BARGU, S. VE SAKINÇ, M.,1989, İzmit Körfezi ile İznik Gölü Arasinda Kalan Bölgenin Jeolojisi ve Yapısal Özellikleri, İs. Üniv. Müh. Fak. Yer Bilimleri Dergisi, İstanbul, 7, 45-76.

BARKA, A., REILINGER, R., ŞAROĞLU, F. and ŞENGÖR, A.M.C., 1997, The Isparta Angle its importance in the Neotechtonics of the Eastern Mediterranean region, Proceedings of the İnternational Earth Science Colloquium on the Aegean region, 9 – 14th, October 1995, İzmir, Turkey, 3–17.

BARNES, J. H., and SEVON, W. D., 2002, The geological story of Pennsylvania (3rd ed.), Pennsylvania Geological Survey, 4th ser., Educational Series 4, 44.

BAROZ, F., 1979, Etude ge´ologique dans le Pentadaktylos et la Mesaoria (Chypre Septentrionale), The´se, Universite´ de Nancy, France, 1-2, 800.

BARR, F.T., WALKER, B.R., 1973, Late Tertiary channel system in Northern Libya and its implications on Mediterranean sea level changes, Deep Sea Drilling Project, Initial Report 13, 1244–1251.

BARTOV, Y., LEVY, Z., STEINITZ, G., ZAK, I., 1980, Mesozoic and Tertiary stratigraphy, paleogeography and structural history of the Gebel Areif en Naqa area, eastern Sinai. Israel J.Earth Sci. 29, 114-139.

BASAHEL, A.N., BAHAFZALLAHA, J.U., OMARA, S., 1982, Age and structural setting of a Proto-Red Sea embayment, Neu.J. Geol. Paläontol. Monatsh., 8, 456–468.

BAYDEMİR, N., 1990, Paleomagnetism of the Eocene volcanic rocks in the eastern Black Sea region, İstanbul Univ. Muh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, in Turkish, 7, 167-176.

BAYOUMI, A.I. and LOTFY, H.I., 1989, Modes of structural evolution of Abu Gharadig Basin, Western Desert of Egypt, as deduced from seismic data, J. Afr. Earth Sci. 9, 273–287.

BELLION, Y., GUIRAUD, R., 1988, Deformations d'origine com-pressive d'âge intra-éocène à l'Ouest de l'Adar des Iforas (Mali), C.R. Acad. Sci. Paris 307, 529–532.

BEYDOUN, Z.R., 1989, The hydrocarbon prospects of the Red Sea–Gulf of Aden, a review, J. Petrol. Geol. 12, 125–144.

BEYDOUN, Z.R., FUTYAN, A.R.I. and JAWZI, A.H., 1994, Jordan Revisited - Hydrocarbons Habitat And Potential, Journal Of Petroleum Geology, 17, 177-194.

BLUMENTHAL, M.M., 1941, Niğde, Adana Vilayetleri Dahilinde Torosların jeolojisine Umumi Bakış, M.T.A. Enst. Derleme Rap., Ankara, No: 6., 49.

BLUMENTHAL, M.M., 1944, Kayseri ili ile Malatya arasındaki Toros Bölümünün Permo Karbonifer arazisi, M.T.A. Enst. Der., Ankara, 1 (31), 105-118.

BLUMENTHAL, M.M., 1947, Seydişehir-Beyşehir Hinterlandındaki Toros dağlarının Jeolojisi, M.T.A. Enst. Der., Ankara, 2, 242.

BOHANNON, R.G., NAESER, C.W., SCHMIDT, D.L., ZIMMERMANN, R.A., 1989, The timing of uplift, volcanism, and rifting peripheral to the Red Sea, a case for passive rifting, J. Geophys. Res., 94, 1683–1701.

BOND, G.C., NICKESON, P.A. and KOMINZ, M.A., 1984, Breakup of a super continent between 625 Ma and 55 Ma, new evidence and implications for — continentql histories, Earth and Planetary Sci, Letters, 70, 35–345.

BOOTE, D.R.D., CLARK-LOWES, D.D. and TRAUT, M.W., 1998, Paleozoic petroleum systems of North Africa. In, MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D., (Eds.), Petroleum Geology of North Africa.Geol. Soc. London, Spec. Publ., 132, 7-68.

BOSWORTH, W., 1992, Mesozoic and early Tertiary rift tectonics in East Africa, Tectonophysics, 209, 115–137.

BOSWORTH, W., 1994, A model for the three-dimensional evolution of continental rift basins, north-east Africa. Geol. Rundsch., 83, 671–688.

BOSWORTH, W., MCCLAY, K., 1999, Structural and stratigraphic evolution of the Gulf of Suez rift Egypt, a synthesis. In, Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. (Eds.), Peri-Tethys Memoir 6, PeriTethyan Rift-Wrench Basins and Passive Margins. Mém. Mus. Natl. Hist. Nat.

BOSWORTH, W., TAVIANI, M., 1996, Late Quaternary reorientation of stress field and extension direction in the southern Gulf of Suez, Egypt, evidence from uplifted coral terraces, mesoscopic fault arrays and borehole breakouts, Tectonics, 15, 791–802

BOSWORTH, W., CREVEOLLO, P., WINN JR., R.D., STEINMETZ, J., 1998, Structure, sedimentation, and basin dynamics during rifting of the Gulf of Suez and northwestern Red Sea, In, Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins, Red Sea–Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, 77–96.

BOSWORTH, W., DARWISH, M., CREVELLO, P., TAVIANI, M., MAR-SHAK, S., 1996, Stratigraphic and structural evolution of Zabargad Island (Red Sea Egypt) since the Early Creta-ceous, In, Youssef, E.S.A. (Ed.), Third Int. Conf. on Geology of the Arab World. Cairo University, 161–190.

BOSWORTH, W., GUIRAUD, R., KESSLER, L.G., 1999, Late Cretaceous (ca. 84 Ma) compressive deformation of the stable platform of NE Africa (Egypt), far-field stress effects of the Santonian event and origin of the Syrian arc deformation belt, Geology 27, 633–636.

BOZHKO, N.A., 1986, The evolution of the mobile zones of Gondwana and Laurasia in the Late Precambrian, Tectonophysics, 126, 125–135.

BOZKAYA, Ö., 1995, Doğu Toroslardaki (Sarız-Tufanbeyli-Saimbeyli yöreleri) sedimanter ve çok düşük dereceli metasedimanter kayaçların minerolojisi ve Jeokimyası, Dokt. tezi, Cumhuriyet Ünv. Fen. Bil. Enst., 334 (yayımlanmamış).

BOZKAYA Ö., ve YALÇIN H., 1998, Doğu Toros otoktonu Paleozoyik Kayalarında Sedimanter Gömülme ile ilişkili Diyajenez ve Çok Düşük Dereceli Metamorfizma, TPJD Bülteni, 10 (1), 35-54.

BROILLI, F., 1911-1912, Meine Vorderasienexpeditieon: Geol. Und Pal. Ergebnisse-Leipzig.

BROMS, B., 1964, The Lateral Resistance of Plies in Cohesionless Soil, Journal of Soil Mechanics and Foundation Division. ASCE, Vol.90, No.SM2.

BRUNN, J.H., DUMONT, J.F., DE GRACIANSKY, P.C., GUTNIC, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J. POISSON, A., 1971, Outline of the geology of the Western Taurides In Geology and History of Turkey (ed A.S. Campwell), Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.

BURKE, K., 1996, The African plate. South Afr. J. Geol. 99, Tertiary stratigraphy, paleogeography and structural history of the Gebel Areif en Naqa area, eastern Sinai, Israel 341–409. J. Earth Sci. 29, 114–139.

BURKE K. and WILSON, T.J., 1972, Is the African plate stationary ?, Nature, 239, 387-390.

CARMIGNANI, L., GIAMMARINO, S., GIGLIA, G., PERTUSATI, P.C., 1990, The Qasr As Sahabi succession and the Neogene evolution of the Sirte Basin (Libya), J. Afr. Earth Sci. 10, 753–769.

CATALONA, R., DI STEFANO,P. and KOZUR, H., 1988, New results in the Permian and Triassic stratigraphy of western Sicily with special reference to the section at Torrente San Calogero, SW of Pietra di Salome (Sosio valley), Società geologica Italiana, Atti del 74 Congersso Nazionale, A, 119-125.

CATALONA, R., DI STEFANO, P. and KOZUR, H., 1992, New data on Permian and Triassic stratigraphy of western Sicily, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 184, 25-61.

CHATEAUNEUF, J.J. and STAMPFLI, G., 1979, Preliminary report on Permian palynology of Iran, Proceedings of the International, Palynological Conference, Lucknow, 2, 186-198.

CHAZOT, G., MENZIES, M.A., BAKER, J., 1998, Pre-, syn- and post-rift volcanism on the south- western margin of the Arabian plate, In, Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins, Red Sea–Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, 50–55.

CHUMAKOV, I.S., 1967, Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper Egypt, Acad. Sci. USSR, 170, 1–116.

COCHRAN, J.R., 1983, A model for the development of Red Sea, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 67, 41–69.

COCKS, L.R.M. and FORTEY, R.A., 1988, Lower Paleozoic facies and faunas around Gondwana, In Audley – Charles, M.G. ve Hallam, A. (eds), Gondwana and Tethys, Geol. Soc. Spe. Publ., 37, 183–200.

CONDIE, K.C., 1989, Plate tecthonics and Crustal evolution, Pergamon Press, Oxford, 3th Edi., 476.

COQUEL, R., LOBOZIAK, S., STAMPFLI, G. and STAMPFLI-VUILLE, B., 1977, Palynologie du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur dans I' Elburz oriental (Iran Nord-Est.) Revue de Micropaléontologie, 20, 59-71.

CORSIN, P. and STAMPFLI, G.M., 1977, La formation de Shemshak dans I'Elbourz oriental (Iran). Flore-stratigraphy-paléogéographie. Géobios, 10, 509-571.

DAĞER, Z., 1976, Sur gnelgues Formaniferes du Trias inferieur du Taurus Oriental, Turguil, C.R. des Seances SPHN Geneve, NS. 10, (233), 1333-1377.

DALY, M.C., LAWRENCE, S.R., KIMUN'A, D., BINGA, M., 1991, Late Palaeozoic deformation in central Africa, a result of distant collision?, Nature 350, 605–607.

DEAN, W.T. and MONOD, O., 1970, Lower Paleozoic stratigraphy of the Faunas of Taurus Mountainsnear Beyşehir, Turkey, I. Stratigraphy, Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 19 (8), 411–426.

DEAN, W.T., and MONOD, O., 1990, Revised stratigraph of Lower Paleozoic rocks, eastern Taurus Mountains, south central Turkey, Geol. Mag., Great Britain, 127 (4), 333-347.

DEAN, W.T., MONOD, O. and GÜNAY, Y., 1986, Lower Paleozoic Stratigraphy in the Southern and Central Amanous Mountains, South Central Turkey, Geol. Mag., 123 (3), 215–226.

DEAN, W.T., MONOD, O. and PERİNÇEK, D, 1981, Correlation of Cambrian and Ordovician rocks in Southeastern Turkey, T.C. Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi, Ankara, No: 25, 269-291.

DEAN, W.T, UYEYON, T.T., and RICKARDS, R.B., 1999, Ordovician and Silurian stratigrapy and trilobites, Taurus Muntains near Kemer, southwestern Turkey, Geol. Mag., 136, 373-393.

DEAN W.T., MARTIN, F., MONOD, O., BOZDOĞAN, N., GÜL, M.A. and ÖZGÜL, N., 1991, A, Early Paleozoic Evolution of the Gondwana Land Margin in the Western and Central Taurids, Turkey, Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri, 262–273

DEMİREL, I. H. and TEKİNLİ, U. K., 1993, Gondvanya Platformu Paleozoyik-Triyas stratigrafisi, Suat Erk Jeoloji Simp. 2-5 Eylül 1991. Ankara Univ. Bildiriler, 3-9.

DEMİREL, I. H., and KOZLU, H., 1997, Evaluation of burial history, thermal maturity and source rock assessment of the Upper Paleozoic succession of the eastern Taurus region, southern Turkey, Marine and Petroleum Geology, 14 (7-8), 867-877.

DEMİRKOL, C., 1986, Sultandağ ve dolayının tektoniği, M.T.A derg. 107 (1), 111-119.

DEMİRKOL, C., SİPAHİ, H., ÇİÇEK, S., BARKA, A. ve SÖNMEZ, Ş., 1977, Sultandağının Stratigrafisi ve Jeoloji Evrimi, MTA Rap., Ankara, No: 6305, (yayınlanmamış).

Demirtaşlı, E., 1967, Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkânları, MTA Rap., 3489 (yayımlanmamış), Ankara.

DEMİRTAŞLI, E., 1989, Stratigraphic correlation forms of Turkey, in Sassi, F. P., and Zanferrari, A., eds., Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean belts, Stratigraphic correlation forms, Rendic. della Soc. geol. Ital., Roma, Societa Geologica Italiana, 183-211.

DEMİRTAŞLI, E.,Metin, S. ve Ayhan, A., 1983, Stratigraphy of the Eastern Taurus autochthon, International Symposium on the Geology of the Taurus Belt for excursion I. Field guide book, 7-16.

DERCOURT, J., RICOU, L.E., VRIELYNCK, B., 1993, Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Paris. 307,14 maps, 1 plate.

DEWEY, J.F., 1988, Lithospheric stress deformation and tectonic cycles, the disruption of Pangaea and the closure of Tethys. In, Audley-Charles, M.G., Hallam, A. (Eds.), Gondwana and Tethys, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 37, 23–40.

DEWEY, J.F. and ŞENGÖR, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, Geol. Soc. Am. Bül., 90, 84-92.

DORA, O.Ö., CANDAN, O., KUN, N., KORALAY, E. VE AKAL, C., 1994, Ödemiş – Kiraz As Masifinde (Menderes Masifi) yeni jeolojik bulgular ve sorunlar, 47. T.J. Kurultayı Bildiri Özetleri, 32–33.

DORA, O.Ö., KUN, N. and CANDAN. O, 1991, Metamorphic and geotectonic evolution of the Menderes Masif, In, Pişkin, Ö., Ergun, M., Savascın, M.Y. and Tarcan, G. (Eds.) Proceedings International Earth Sciences Colloquim on the Aegean region, IESCA 1995, İzmir, 2, 102–115.

DULLO, W.C., HOTZL, H., JADO, A.R., 1983, New stratigraphical results from the Tertiary sequence of the Midyan area, NW Saudi Arabia. Newslett. Stratigr., 12, 75–83.

EL HAWAT, A.S., 1997, Sedimentary basins of Egypt, an overview of dynamic stratigraphy. In, Selley, R.C. (Ed.), African Basins, Sedimentary Basins of the World, Elsevier, Amsterdam, 3, 39–85.

El TOUKHY, M., CHARMY, H., STUDER, M., 1998, Structural evolution of the Western Desert and its implications for hydrocarbon exploration, Proc. 14th Petroleum Conference, October Exploration, Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, 1, 156–177.

ELMAS, A., 1996, Geological Evolution of Norteastern Anatolia, International Geology Review, 38, 884-900.

ELMAS, A. AND YILMAZ, Y., 2003, Development of an oblique subduction zone - Tectonic evolution of the tethys suture zone in southeast Turkey, Int. Geol. Rev., 40 (5): 299-301.

EREN, R.H., 1979, Kastamonu – Taşköprü bölgesi metamorfitlerinin jeolojik ve petrografik etüdü, 2, İstanbul Tek. Üniv., Mim. Müh. Fak. Yayın, İstanbul, 143.

EREN, Y., 2001, Polyphase-Alpine Deformation at the northern edge of the Menderes-Taurus Block, North Konya, Central Turkey, Journal of Asian Earth Science, 19, 737-749.

EVANS, A.L., 1987, Neogene tectonostratigraphic events in the Gulf of Suez rift area, Egypt. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 71, 554

EYAL, Y., RECHES, Z., 1983, Tectonic analysis of the Dead Sea rift region since the Late-Cretaceous based on mesostrucouvertures, Tectonics, 2, 167–185.

FABRE, J., 1988, Les séries Paléozoïques d'Afrique, une approche, J. Afr. Earth Sci. 7, 1-40.

FAIRHEAD, J.D., GREEN, C.M., 1989, Controls on rifting in Africa and the regional tectonic model for the Nigeria and East Niger rift basins, J. Afr. Earth Sci. 8, 231–249.

FINETTI, I., 1985, Structure and evolution of the Central Mediterranean (Pelagion and Ionian seas), in Geological Evolution of the Mediterranean Basin , eds Stanley, D.J. ve Wezel-Forese, C., Springer Verlag, New York, 215-230.

FLEUTY, M.J.,1964, The description of folds. Geol.Assoc.Proc., 75,461-492

FLUGELL, H., 1956, Güney Anadolu Permiyen, Devoniyen faunaları, M.T.A. dergisi, Ankara, No 46, 47.

FRECH, F., 1916, Geologie Kleinasiens im Breich der Bagdadbahn, Zeits, Deutsche. Geol. Ges. 68-Berlin.

FREUND, R., 1970, Plate tectonics of the Red Sea and Africa, Nature 228, 453

GARFUNKEL, Z., 1989, Tectonic setting of Phanerozoic magmatism in Israel, Israel J. Earth Sci. 38, 51–74.

GARFUNKEL, Z., 1998, Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin, Tectonophysics, 298, 5-35.

GARFUNKEL, Z. 1999, History and paleogeography during the Pan-African orogen to stable platform transition, reappraisal of the evidence from the Elat area and the northern Arabian–Nubian Shield, Israel Journal of Earth Sciences 48, 135–157

GARFUNKEL, Z., and DERİN, B., 1984, Permiyan-Early Mesozoic tectonism and continental margin formation in Israel and its implications for the history of the Earstern Mediterranean. In, Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geologic Evolution of the Earstern Mediterranean, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 17, 187-201.

GARFUNKEL, Z., DERİN, B., 1988, Reevaluation of latest Jurassic–Early Cretaceous history of the Negev and the role of magmatic activity, Israel J. Earth Sci. 37, 43–52.

GERMANN, K., FISCHER, K., SCHWARZ, T., 1990, Accumulation of lateritic weathering products (kaolins, bauxitic laterites, ironstones) in sedimentary basins of the northern Sudan. Berlin, Geowiss. Abh., 120, 109–148.

GIANNERINI, G., 1988, Propagation des phénomènes tectoniques et magmatiques intraplaques liés aux zones de rifting, exemple de la plaque arabique, Doctoral Thesis, University of Nice, 279.

GIRDLER, R.W., 1991, The Afro-Arabian rift system — an overview, Tectonophysics 197, 139–153.

GÖKÇEN, S. L., KELLING, G., GÖKÇEN, N, and FLOYD, P. A., 1988, Sedimentology Of A Late Cenozoic Collisional Sequence, The Misis Complex, Adana, Southern Turkey, Sedimentary Geology, 59, 205-235.

GÖKTEN, E., 1993, Ulaş (Sivas) Doğusunda Sivas Havzası Güney Kenarının Jeolojisi, İç Toros Okyanusunun Kapanımıyla İlgili Tektonik Gelişim, TPJD Bültteni, Ankara, 5 (1), 35-55.

GÖNCÜOĞLU, M.C. and KOZLU, H., 2000, Early Paleozoic evolution of the NW Gondwanaland, data from southern Turkey and surrounding regions, Gondwana Research, 3, 315-323.

GÖNCÜOĞLU, M.C. and TURHAN, N., 1984, Geology of the Bitlis Metamorphic Belt In, Tekeli, O. and Goncuoğlu, M.c. (Eds.) Int. Symp. On the Geology of Taurus Belt, Proceedings, Mineral, Res. Inst., Ankara, 237–244.

GÖNCÜOĞLU, Y., and KOZUR, H., 1999a, Paleozoic stratigraphy and event succession in Eastern Toros, Turkey In Talent, J.A., Khan, F. and Mawson, R. (Eds.)Abstracts, IGCP 421 Peshawar Meeting, North Gondwanan mid-Palaeozoic bioevent-biogeography pattems in relation to crustal dynamics, Peshawar, 11-13.

GÖRÜR, N., OKTAY, F. Y., SEYMEN, I., and ŞENGÖR, A. M. C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey, sedimentary record of a Neo-Tethyan closure., in Dixon, J. E., and Roberstson, A. H. F., eds., The geological evolution of the Eastern Mediterranean, London, Geological Society of London, Special Publication, 467-482.

GRADSTEIN, F.M. and OGG, J., 1996, A Phanerozoic time scale. Episodes_19, 3-4

GRIDRANI, D., LANZONI, E., ELATRASH, H., 1991, Palaeozoic and Mesozoic Subsurface Palynostratigraphy in the Al Kufrah Basin, Libya, In, Salem, M.J., Hammuda, O.S., Eliagoubi, B.A. (Eds.), The Geology of Libya Elsevier, Amsterdam, 4, 1159–1228.

GUIRAUD, R., 1998, Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin, an overview, In, Mac-Gregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 132, 217–229.

GUIRAUD, R., BELLION, Y., 1995, Late Carboniferous to Recent geodynamic evolution of the West Gondwanian cratonic Tethyan margins. In: Nairn, A., Dercourt, J., Vrielynck, B. (Eds.), The Tethys Ocean, The Ocean Basins and Margins, Plenum Press, New York, 8, 101–124.

GUIRAUD, R., BOSWORTH, W., 1997, Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia, synthesis and implications to plate-scale tectonics, Tectonophysics 282, 39–82.

GUIRAUD, R., AND BOSWORTH, W., 1999, Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform, Tectonophysics, 315, 73–108

GUIARAUD, R., MAURIN, J.C., 1991, Le rifting en Afrique au Ceétacé inférieur, synthèse structurale, mise en évidence deux étapes dans la genèse des bassins,

relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. Bull. Soc. Géol. Fr., 162, 811–823.

GUIRAUD, R., MAURIN, J.C., 1992, Early Cretaceous rifts ofWestern and Central Africa, an overview, Tectonophysics, 213, 153–168.

GUIRAUD, R., BELLION, Y., BENKHELIL, J., MOREAU, C., 1987, Post-Hercynian tectonics in Northern and Western Africa, In, Bowden, P., Kinnaird, J. (Eds.), African Geology Reviews. Geol. J., 22, 433–466.

GUIRAUD, R., BINKS, R.M., FAIRHEAD, J.D., WILSON, M., 1992, Chronology and geodynamic setting of Cretaceous–Cenozoic rifting in West and Central Africa, Tectonophysics 213, 227–234

GUIRAUD, R., ISSAWI, B., BELLION, Y., 1985, Les linéaments guinéo-nubiens, un trait structural majeur à l'échelle de la plaque africaine, C.R. Acad. Sci. Paris, 300, 17–20.

GUIRAUD, R., ISSWAI, B., BOSWORTH, W., 1999, Phanerozoic history of Egypt and its surroundings. In, Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. (Eds.), PeriTethys Memoir 6, PeriTethyan Rift-Wrench Basins and Passive Margins. Mém. Mus. Natl. Hist. Nat., in press

GÜRBÜZ, K., AND KELLING, G., 1993, Provenance of Miocene Submarine Fans in the northern Adana Basin:A Test of Discriminant Function Analysis, Geological Journal v. 28.

GÜRER, Ö.F. and ALDANMAZ E., 2002, Origin of the Upper Cretaceous-Tertiary sedimentary basins within the Tauride-Anatolide platform in Turkey, Geol. Mag., 139 (1).

GÜRSOY, H., TATAR, O., PIPER, J.D.A. ve TEMİZ, H., 2002, Isparta açısı-Ecemiş fay zonu arasındaki bölgenin paleomanyetik özelliklerinin araştırılması, TÜBİTAK Rap., No: YDABÇAĞ-198Y008, 109.

GÜVENÇ, T., 1981, Tetisin Permiyen ve Triyas Stratigrafisi ve Paleocoğrafyası, 26. Dünya Jeoloji Kongresi Türkiye Bildirileri, Hacettepe Ünv. Yerb. Enst. Bül. 7-17 Tem. 1980, Fransa, 7, 27-42.

GÜVENÇ, T., DEMİREL, İ.H. ve TEKİNLİ, U.K., 1994, Lavrasya ve Gondwana arasında kalan Orta Doğunun üst Paleozoik paleocoğrafyası ve Paleozoyik stratigrafisi, Türkiye 10. Petrol. Kong. ve Sergisi Bildirileri, 94–111.

GVIRTZMAN, G., BUCHBINDER, B., 1977, The desiccation events in the eastern Mediterranean during Messinian times, as compared with other desiccation events in basins around the Mediterranean, In, Biju-Duval, B., Montadert, L. (Eds.), Structural History of the Mediterranean Basins. Technip, Paris, 411–420.

GVIRTZMAN, G.,WEISSBROD, T., 1984, The Hercynian Geanticline of the Levant. In, Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geologic Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 17, 117–186.

GVIRTZMAN, Z., GARFUNKEL, Z., GVIRTZMAN, G., 1998, Birth and decay of an intracontinental magmatic swell, Early Cretaceous tectonics of southern Israel. Tectonics 17, 441–457.

HALBICH, I.W., FITCH, F.J., MILLER, J.A., 1983, Dating the Cape orogeny. In, Söhnge, A.P.G., Hälbich, I.W. (Eds.), Geodynamics of the Cape Fold Belt. Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ.,12, 149–164.

HALLETT, D., EL GHOUL, A., 1996. Oil and gas potential of the deep troughs areas in the Sirt Basin, Libya. In: Salem, M.J., El Hawat, A.S., Sbeta, A.M. (Eds.), The Geology of Sirt Basin Vol. 2. Elsevier, Amsterdam, 455–483.

HELVACI, C., 1983, Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) bölgesi metamorfik kayalarının petrojenezi, T.J.K. Bült., 26, 117–132.

HIRSCH, F., 1990, Aperc¸u de l'histoire phane´rozoı¨que d'Israe¨l., J. Afr. Earth Sci. 11, 177–196.

HÖHNDORF, A., MEINHOLD, K.D., VAIL, J.R., 1994, Geochronol ogy of anorogenic igneous complexes in the Sudan: isotopic investigations in North Kordofan, the Nubian Desert and the Red Sea Hills, J. Afr. Earth Sci. 19, 3–15.

HSU, K.J., RYAN, W.B.F., CITA, M.B., 1973, Late Miocene desiccation of the Mediterranean, Nature 242, 239–243.

HUGHES, G.W., BEYDOUN, Z.R., 1992, The Red Sea–Gulf of Aden: biostratigraphy, lithostratigraphy and paleoenvironments, J. Petrol. Geol. 15, 135–156.

HUGHES, G.W., FILATOFF, J., 1994, New biostratigraphic constraints on Saudi Arabian Red Sea pre- and syn-rift sequences. In: Al-Husseini, M.I. (Ed.), Geo'94, The Middle East Petroleum Geosciences. Gulf PetroLink 2, 517–528.

HUSSEINI, M.I., 1989, Tectonic and deposition model of Late Precambrian – Cambrian Arabian and adjoining Plates, AAPG Bull., 73 (9), 1117–1131.

HUSSEINI, M.I., 1989, Tectonic and deposition model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian – Devonian, AAPG, 75, 118–120.

HUSSEINI, M.I., 1990, Combro – Ordovician of the Arabian and adjoining plates, a glacioeustatic model, Jour. Petrol. Geol., 13, 267–288.

HUSSEINI, M.I., 1990, The Combro – Ordovician Arabian and adjoining plates, A Glacio – Eustatic Model, J. Petrol. Geol., 13 (3), 267– 288.

IBRAHIM, A.E., EBINGER, C.J., FAIRHEAD, J.D., 1996, Lithospheric extension northwest of the Central African Shear Zone in Sudan from potential field studies, Tectonophysics, 255, 79–97.

ISSAWI, B., 1996, Tectono-sedimentary synthesis of the Paleozoic basins in Egypt, Proc. 13th Petroleum Conference, October Exploration, 1,1–23.

ISSAWI, B., MCCAULEY, J.F., 1992, The Cenozoic rivers of Egypt: the Nile problem. In: Friedman, R., Adams, B. (Eds.), The Followers of Horus, Egypt. Studies Assoc. Publ. 2, 121–138.

JADO, A.R., HO¨ TZL, H., ROSCHER, B., 1989, Development of sedimentation along the Saudi Arabian Red Sea coast. J. King Abdulaziz Univ., Earth Sci. 3, 47–62.

JANSSEN, M.E., Stephenson, R.A., Cloetingh, S., 1995, Temporal and spatial correlations between changes in plate motions and the evolution of rifted basins in Africa, Geol. Soc. Am. Bull. 107, 317–1332.

JARRIGE, J.J., OTT D'ESTEVOU, P., BUROLLET, P.F., MONTENAT, C., PRAT, P., RICHERT, J.P., THIRIET, J.P., 1990, The multistage tectonic evolution of the Gulf of Suez and northern Red Sea continental rift from field observations, Tectonics 9, 441–465.

JURDY, D.M., Stephanik, M., Scotese, C.R., 1995, Paleozoic plate-dynamics, J. Geophys. Res. 100, 17 965–17 975.

KARAYİĞİT, A.İ. ve AKDAĞ, Y., 1992, Karapınar (Sarız- Kayseri) kömür havzasının jeolojisi ve kömür petrografisi, Tübitak Proje No: TBAG-943/YBAG 14.

KARAYİĞİT, A. I., GOODARZI, F., AKDAĞ, Y. and GENTZIS, T., 1996, Rank and petrology of the Middle Miocene Karapinar lignites in southeast Turkey, Energy Sources, 18, 903-916.

KARIG, D. and KOZLU, H., 1990, Late Paleogene-Neogene evolution of the triplejunction region near Maraş sout-central Turkey, Journal of the Geological Society, London, 147, 1023-1034.

KEELEY, M.L., 1994, Phanaerozoic evolution of the basins of Northern Egypt and adjacent areas, Geol. Rundsch. 83, 128–142.

KELLING, G., GÖKÇEN, S. L., FLOYD, P. A., and GÖKÇEN, N., 1987, Neogene tectonics and plate convergence in the eastern Mediterranean, New data from southern Turkey, Geology, 15, 425-429.

KETİN, İ., 1966a, Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, 66, 23–34.

KETİN, İ., 1966b, Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen Teşekkülleri ve Bunların İran Kambriyeni ile Mukayesesi, MTA Dergisi, 66, 75–87.

KLITGORD, K.D., SCHOUTEN, H., 1986, Plate kinematics of the central Atlantic, The Western North Atlantic Region. In, Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.), The Geology of North America. Geol. Soc. Am., 351–378.

KOÇYİĞİT, A. and BEYHAN, A., 1997, A new intracontinental transcurrent structure, Central Anatolian Fault Zone, Turkey, Tectonophysics, 284, 317-336.

KOÇYİĞİT, A. and BEYHAN, A., 1999, Repl. to Westaway's Comment on, A new intracontinental transcurrent structure, the Central Anatolian Fault Zone, Turkey, Tectonophysics, 314, 481-196.

KOREN, T.N. and SOBOLEVSKAYA, R.F, 1998, 6. intern. Graptolith conf. 193-197.

KOZLU, H., 1982, İskenderun baseni jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO Rap., Ankara, No: 1921.

KOZLU, H., 1997, Doğu Akdeniz Bölgesi'nde yeralan neojen basenlerinin (İskenderun, Misis-Andırın) tektono stratigrafi bilimleri ve bunların tektonik gelişimi, Doktora Tezi, Çukurova Universitesi, Fen bilimleri Enst., Adana, 189 (yayınlanmamış).

KOZLU, H. and GÖNCÜOĞLU, M.C., 1997, Stratigraphy of the Infra – Cambrian rock – units in the Eastern Taurides and their correlation with similar units in southern Anatolia, In, Goncuoğlu, M.C. and Derman, A.S. (Eds.) Early Paleozoic evolution of NW Gondwana, Turkish Assoc. Petrol. Geol., Spec. Publ., Ankara, 3, 50-60.

KOZLU, H., SARIDAŞ, B. ve GÜL, M. A., 1979, Göksun-Saimbeyli yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO Rap., Ankara, No:1389.

KOZUR, H., 1990, Deep-water Permian in Sicily and its posible connection with the Himalaya-Tibet region, Proceedings of the 5th Himalaya-Tibet-Karakorum Workshop Abstracts, Milano.

KRAHL, J., 1992, The young Palaezoic and Triassic Tethyan rocks in the external Hellenides on Crete, the northern border of Gondwana, Proceedings of the 8th Congress of the Geological Society of Greece, 59-60.

KRAHL, J., KAUFMANN, G., KOZUR, H., RICHTER, D., 1986, Neue Fossilfunde in der Phyllit-Gruppe Ostkretas (Griechenland), Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft,137, 523-536.

KRAHL, J., KAUFMANN, G., KOZUR, H., RICHTER, D., FÖRSTER, O. and HEINRITZI, F. 1983, Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta(Griechenland), Geol. Rdsch. 72, 1147-1166.

KRONER, A., 1979, Pan African Plate Tectonics and its repercussions on the crust of northeast Africa, Geol. Rundschau, 68, 565–583.

KUN, N., CANDAN, O. and DORA, O.Ö., 1988, Kiraz – Birgi yöresinde (Ödemiş – Menderes Masifi) metavolkanitlerin (leptitlerin) varlığı, T.J. Bült., 31 (2), 21–28.

KURTMAN, F., 1963, Tecer Dağlarının Jeolojisi ve Alacalı Seri Hakkında Müşahadeler, TJK Bült., Ankara, 8 (1-2), 19-26.

KÜPELİ, Ş., 1991, Attepe (Mansurlu-Feke) yöresi demir yataklarının jeolojik, petrografik ve jenetik incelenmesi, Doktora Tezi, S.D.Û Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 227 (yayımlanmamış).

LIVERMORE, R.A. and SMITH, A.G., 1984, Some Boundary Condutions for evolution of Mediterranean area, Tectonophysics, 60, 1-42.

MARTINOD, J. and HATZFELD, D., 2000, Continental collision, gravity spreading and kinematics of Aegean and Anatolia, Tectonics, 19 (2), 290-299.

MC KENZIE, D.P., 1972, Active Techtonics of the Mediterranean Region, Geophys. J.R. Astron. Soc., 30, 109–185.

MCKERROW, W.S., SCOTESE, C.R. and BRASIER, M.D., 1992, Early Cambrian Continental reconstructions, S. Geol. Soc., London., 149, 599–606.

METİN, S., 1982, Doğu Toroslarda Derebaşı(Develi), Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) köyleri arasının Jeolojisi, İstanbul Ünv. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 1345 (yayımlanmamış).

METİN, S., 1983, Doğu Toroslarda Derebaşı (Develi), Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) Köyleri arasının Jeolojisi, İst. Ünv. Müh. Fak. Yerb. Derg. 4 (1-2), 45-66.

METİN, S., 1984, Doğu Toroslar' da Develi-Saimbeyli arasının jeolojisi, İst. Üniv. Müh. Fak., Yerbilimleri Dergisi, 16 (1), 82-100.

METİN, S., AYHAN, A. ve PAPAK, I., 1986, Doğu Torosların batı kesiminin jeolojisi, MTA Dergisi, 107, 1-13.

METİN, S., AYHAN, A. ve PAPAK, İ., 1986, Elbistan-İ22 paftası, açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, 1/100.000 ölçekli, MTA yayını, Ankara, 15.

METİN, S., ERGENEKON, I. ve BAYDAR, O., 1967, Elbistan L36-b4 paftası ile b1 paftasının güney yarısının jeolojisi, MTA Enst. Jeolojik Haritalar Şubesi Arş., (yayınlamamış).

METİN, S., PAPAK, l. ve KESKİN, H., 1982, Tufanbeyli-Sarız ve Göksün Saimbeyli arasının jeolojisi, MTA Rap., Ankara, No: 7219 (yayımlanmamış).

MONOD, O., 1977, Recherses Geologiques Dans le Taurus Occidental au sud de Beyşehir (Turqie), These d'etat, l'Univ. de Paris sud., Center d' Orsay, 442.

MONOD, O., KOZLU, H., GHIENNE, J-F., DEAN. W. T., GÜNAY, Y., LE HERISSE, A., PARIS F. & ROBARDET M., 2003, Late Ordovician glaciation in southern Turkey, Terra Nova, 15, 249–257.

MOREL, P. and IRVING, E., 1978, Tentatiand paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic, S. Geol., 86, 535–561.

MOSCONI, A., REBORA, A., VENTURINO, G., BOCC, P., KHALIL, M.H., 1996. Egypt–Nile Delta and north Sinai Cenozoic tectonic evolutionary model, a proposal, Proc. 13th Petroleum Conference, October Exploration, Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, 1, 203–223.

MURPHY, J.B., and NANCE, R.D., 1991, Supercontinent model for the contrasting charecter of the Late Proterozoic orogenic belt, Geology, 19, 469–472.

OKAY, A.I., 1984, Distribution and characteristics of the north west Turkish blueschists, In, Robertson, A.H.F., Dickson, J.E. (Eds.). The geological evolution of the eastern Meditarranean. Geological Society of London Special Publication 17, 455–456.

OKAY, A.L., 1986, High – pressure-low temprature metamorphic rocks of Turkey, In, Evans, B.V., E.H. (Eds.), Blueschists and Eclogites, Boulder, CO, Geological Society of America Memoir, 164, 338–348.

OKAY. A.I., ARMAN, M.B. and GÖNCÜOĞLU, M.C., 1985, Petrology and phase relations of the kyanite eclogites from eastern Turkey, Contrib. Mineral Petrol., 91, 196–204.

ORAL, B.M., 1994, Global Positioning System (GPS) Measurements in Turkey (1988–1992), Kinematics of Africa–Arabia–Eurasia Collision Zone. Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 344.

ÖNALAN, M., 1986a, Kahramanmaraş Tersiyer istifinin sedimenter özellikleri ve çökelme ortamları, I.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi. 5 (1-2), 39-78.

ÖNALAN, M., 1986b, Amanos dağlarındaki Alt Paleozoyik çökellerinin çökelme ortamları ve bölgenin paleocoğrafik evrimi, T.J.K. Bült., 29, 49-63.

ÖZER, E., KOÇ, H., and ÖZSAYAR T. Y., 2003, Stratigraphical evdience for depression of the northern magrin of the Menderes – Tauride Block (Turkey) during Late Cretaceous, Journal of Asian earth Sciences, 12.

ÖZGÜL, N., 1971, Orta Torosların Kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi, T.J.K. Bült. 14 (1), 85-101.

ÖZGÜL, N., 1973, Orta Toroslarda Alt Paleozoyik yaşta Çaltepe Kireçtaşı ve Seydişehir Formasyonunun Stratigrafisi ve Konodont faunası hakkında yeni bilgiler, T.J.K. Bült. 16 (2), 39-53.

ÖZGÜL, N., 1976, Torosların bazı temel jeolojik özellikleri, T.J.K. Bül., 19, 65-78.

ÖZGÜL, N., 1983, Stratigraph and tectonic evolution of the Central Taurides, İnternational Symposium on Geology of the Taurus Belt. Edt, Tekeli, O and Göncüoğlu, M.C., Ankara, 77-90.

ÖZGÜL, N., 1997, Bozkır-Hadim-Taşkent (Orta Torosların Kuzey kesimi) Dolayında yeralan tektonostratigrafik birliklerin stratigrafisi, MTA Derg., 119, 113-174.

ÖZGÜL, N., ve KOZLU H., 2002, Kozan-Feke (Doğu Toroslar) Yöresinin stratigrafisi ve Yapısal Konumu ile ilgili bulgular, T.P.J.D. Bült. 14 (1), 1-36.

ÖZGÜL, N., METİN, S. ve DEAN, W.T., 1972, Doğu Toroslarda Tufanbeyli İlçesi (Adana) Dolayının Alt Paleozoyik Stratigrafisi ve Faunası, MTA Derg., Ankara, 79, 9-17.

ÖZGÜL, N., METİN, S. ve DEAN, W.T. 1973, Tufanbeyli Dolayının Kambriyen-Tersiyer Kayaları, TJK Bült., Ankara, 16 (1), 82-100.

PALTZMAN, E.S., PLATT, J.P., TAPYIRDAMAZ, C., SANVER, M. and RUNDLE, C.C., 1994, Why are there no clockwise rotations along the North Anatolian Fault Zone? J. Geophys. Res., 99: 21,705-21,716.

PAMPAL and KURTMAN 1983, New Data on the Neo-Tethys rifting in the Eastern Taurus region, Int. Symposium on Geology of the Taurus Belt, Proceedings, 217-222.

PARLAK, O., 2000, Geochemistry and Significance of Mafic Dyke Swarms in the Pozantı-Karsantı Ophiolite (Southern Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences, 24, 29-38.

PASSHIER, C.W. and TROUW, R.A.J., 1996, Microtectonics, Springer-Verlag Berlin heidelberg. 57, 109, 231.

PERİNÇEK, D. 1991, Possible strands of the North Anatolian fault in the Thrace Basin, Turkey, an interpretation. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 75, 241-257.

PERİNÇEK, D., and KOZLU, H., 1984, Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region, Eastern Taurus, International

Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 1983, Miner Res. Expl. Inst., Geol. Seoc., 181-198.

PERİNÇEK, D., GÜNAY, Y., ve KOZLU, H., 1987, Doğu ve Güney Doğu Anadolu Bölgesindeki Yanal Atımlı Faylar ile İlgili Yeni Gözlemler, TMMOB Petrol Mühendisleri Odası. 7. TPJD Petrol Jeologları Derneği Kongresi, Ankara, 89-103.

PERINÇEK, D., DURAN, O., BOZDOĞAN, N. and ÇORUH, T., 1991, Stratigraphy and paleogeographic evolution of the autachthonous sedimentary rock in the SE Turkey, Tectonics and hydrocarbon potential of Anatolia and surrounding regions, in Ozan Sungurlu Sympasium Proceedings, Ozan Sungurlu Foundation for Science education and aid., 274-305.

PIPER, J.D.A., 1982, The Precambrian palaeomagnetic record, case for the Precambrian supercontinent, Earth and Planetary Sci. Letters, 59, 61-69.

PIPER, J.D.A., MOORE, J., TATAR, O., GÜRSOY, H. and PARK, R.G., 1996, Palaeomagnetic study of crustal deformation across an intracontinental transform, the North Anatolian Fault Zone in Northern Turkey, In, A. Morris and D.H. Tarling (Editors), Palaeomagnetism of the Mediterranean Regions. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 105, 299-310.

RAMSAY, J.G. AND HUBER, M.I. 1987, The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 2: Folds and Fractures, Academic Press, Inc.. (London) Ltd., 700 p.

RICOU, L.E., 1980, Torosların Helenitler ve Zagritler arasındaki yapısal Rolü, Türkiye Jeo. Kur. Bülteni, Ankara, 23, 2.

RICOU, L.E., ARGRIADIS, I. and MARCOUX, J., 1975, L'axe calcaire du Taurus, un aligment de fenetres araboafricaines sous les nappes radiolaritiques, ophiolitiques et metamorphiques, Bull. Soc. Geol. Fr., 17 (7), 1024-1044.

ROBERTSON, A.H.F., 1990, Tectonic evolution of Cyprus. In, Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), Ophiolites Oceanic Crustal Analogues, Proceedings of Symposium, Troodos 1987, Geological Survey Department, Cyprus, 235–252.

ROBERTSON, A.F.H., 2000, Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey, Tectonics and Magmatizm in Turkey and Surrounding Area., Geological Society of London Special Ouplications, 173, 97-138.

ROBERTSON, A. H. F., and WODDCOCK, N. H., 1984, The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan continental margin, in Dixon, J. E., and Robertson, A. H. F., eds., The geological evolution of the eastern

Mediterranean. Geological Society Special Publications, London, United Kingdom, Geological Society of London, 251-271.

ROBERTSON, A.H.F. and WOODCOCK, N.H., 1986, The geological evolution of the Kyrenia Range, a critical lineament in the Eastern Mediterranean. Philosophical Transactions of the Royal Society, London A317, 141–171.

ROBERTSON, A., ÜNLÜGENÇ, U. C., İNAN, N. and TAŞLI K., 2003, The Misis–Andırın Complex, a Mid-Tertiary melange related to late-stage subduction of the Southern Neotethys in S Turkey, Journal of Asian Earth Sciences, 22 (5), 413-453.

ROTSTEIN, Y., 1984, Counterclockwise rotation of the Anatolian block. Tectonophysics, 108, 71-91.

SATIR, M. and FRIEDRICHSEN, H., 1986, The origin and evolution of the Menderes Masif, W-Turkey, A rubidium-strontium and oxygen isotope study, Geol. Rund., 75(3), 703-714.

SAVOSTIN, L.A., SIBUET, J.C., ZONENSHAIN, L.P., LEPICHON, X. and RAULET, M.J., 1986, Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic, Tectonophysics, 123, 1-35.

SAYAR, C., 1994, Ordovisiyen sonunda buzullaşma fauna topluluğu ve lapetus okyanusunda Türkiye'nin yeri, 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 38.

SCOTESE, C.R., BAMBACH, R.K., BARTON, C., VAN DER VOO, R. and ZEIGLER, A.M., 1979, Paleozoic base maps, J. Geol., 87, 217-277.

SEILACHER, A., 1974, Biogenic sedimentary structures. In J. Imbric and N.O. Newell (eds.). Approaches to paleoecology. John Wiley and Sons, Inc., New York, 296-316.

STAMPFLI, G., 1978, Etude geologique generale de I'Elbourz oriental au sud de Gonbad-e-Quabus (Iran NE), PhD. Thesis (1868), Universite Geneve.

STAMPFLI, G., 1996, The intra – alpine terrain, a paleotethyan remnant in the alpine variscides, Eclogae geologicae helvetiae, 89, 13–42.

STAMPFLI, G.M., 2000, Tethyan oceans. In, Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, I.D.A. (Eds.), Techtonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society, London Special Publications, London, 173, 1-23.

STAMPFLI, G.M., BOREL, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, Earth and Planetary Science Letters 196, 17– 33.

STAMPFLI, G. and MOSAR, J., 1999, The making and becoming of apulia. Memoires secience geologie (University of Padova), Special vol., 3rd, workshop on alpine geology, 51(1), 141-154.

STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., FAVRE, P., PILLEVUIT, A. and VANNAY, J.C., 1999, Permo-Mesozoic evolution of the western Tethyan MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa, Geol. Soc. realm: the NeoTethys-east Mediterranean connection. In, Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. (Eds.), Peri- London, Spec. Publ. 132, 231–263.

STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., FAVRE, P., PILLEVUIT A. and VANNAY, J.C., 2000, Permo-Triassic Evolution of the Western Tethyan Realm, The NeoTethys - East Mediterranean Basin Connection (in press). In W. Cavazza, A.H.F. Robertson and P. Ziegler (Eds.), Peritethyan Rift - Wrench Basins and Margins, PeriTethys Memoir #6, Museum National d'Historie Naturelle, Paris.

STERN, R.J., 1994, Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African orogen, implications for the Ziegler, P.A., 1989. Evolution of Laurussia — A Study in Late Palaeozoic Plate Tectonics. Kluwer Academic, Dordrecht. consolidation of Gondwanaland. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 22 (319–351), 102.

STOCKLIN, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran, Burk, C.A., ve Drake, C.L. ed., The Geology of Continental Margins de, Springer, Berlin, 873–887.

SUESS, E., 1893, Are great ocean dephts permanent?, Natural Science, 2, 180–187.

ŞENGÖR, A.M.C., 1979, Mid - Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications, Nature, 279, 590–593.

ŞENGÖR, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, Türkiye Jeol. Kurumu Konf. Ser., 2, 40.

ŞENGÖR, A.M.C., 1984, The cimmeride orogenic system and the tectonics of eurasia, Geol. Soc. Amer., Special paper, 195, 1-82.

ŞENGÖR, A.M.C. and HSU, K.J., 1984, The cimmerides of eastern asia, history of the eastern end of paleo – tethys. Memories de la societe geoloque de France, 47, 139–167.

ŞENGÖR, A.M.C., and KIDD, 1979, Post-Collisional Tectonic of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibeth, Tectonophysics, 55, 361-376.

ŞENGÖR, A.M.C. and YILMAZ, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey, a plate techtonic approach, Techtonophysics 75, 81–241.

ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1983, Türkiye' de Tetis' in evrimi, Levha tektoniği açısından bir yaklaşım, T.J.K. Yer Bilimleri Özel Dizisi, 1 (75).

ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y. and KETİN, İ., 1980, Remnants of a pre-late jurassic ocean in the northern Turkey, Fragments of permian – triassic – tethys ? geological society of America bull., 91, 599–609.

ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y. and SUNGURLU, O., 1984, Techtonic of mediterranean cimmerides, nature and evolution of the western termination of paleo – tethys. In, Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F. (Eds.) the geological evolution of the eastern mediterranean. Geological society, London, special publications, 17, 77–112.

TATAR, O., PIPER, J.D.A., PARK, R.G. and GÜRSOY, H., 1995, Palaeomagnetic study of block rotations in the Niksar overlap region of the North Anatolia Fault Zone, Central Turkey, Tectonophysics, 244, 251-266.

TCHIHATCHEFF, P., 1866-69, Asie Mineure, Paris,.

TEKELİ, O., 1980, Toroslarda, Aladağların Yapısal Evrimi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 11-14.

TEKELİ, O., AKSAY, A., ÜRGÜN, B.M. and IŞIK, A., 1984, Geologi of the Aladağ Mountains, International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 1983, Miner Res. Expl. Inst., Geol. Seoc., 143-158.

TOLLUOĞLU, A. Ü., SÜMER, E. Ö., 1995, Alp-Himalayan Orojenez Kuşağında çarpışma kökenli Ordovisiyen asit magmatitlerin ortak jeokimyasal karakteri, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 10, 55-61.

TUTKUN, S. Z., 1984, Saimbeyli (Adana) Yöresinin stratigrafisi, C.Ü. Müh. Fak. Yer Bilimleri Dergisi 1 (1), 31-40.

TUTKUN, S. Z., 1989, Saimbeyli (Adana) Yöresinin Tektonik Özellikleri, Türkiye Jeoloji Mühendisliği . 34-35, 57-63.

ULAKOĞLU, S., 1980, Aladağlarda Yahyalı (Kayseri) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, 229 (Yayımlanmamış).

UNLUGENÇ, U. C., KELLING, G., AND DEMIRKOL, C., 1991, Aspects of basin evolution in the NeogeneAdana Basin, SE Turkey. International Earth Scientific Congress on Aegean Regions, Proccedings 1, 353-370.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. and THOMPSON, S. 1977, In C. E.Payton, Seismic stratigraphy and global changes of sea level from coastal onlaps. Seismic Stratigraphy D application to hydrocarbon exploration, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 49-212.

VAN RAUMER, J.F., 1998, The Paleozoic evolution in the Alps from Gondwana to Pangea, Geologische Roundschau, 87, 407–435.

VANNAY, J.C., 1993, Géologi des chaînrs du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul (NW Himalaya) paléogéographie et tectonique (PhD). Mémoires Géologie (Lausanne), 16, 148.

VAROL, B., KAZANCI, N. ve ALTINER, D., 1986, Doğu Toroslar otoktunun Geyikdağı birliğinde Orta-Üst Triyasın varlığı (Sarız-Tufanbeyli yöresi, Kayseri), M.T.A. Dergisi, Ankara, 107, 169-171.

WENNEKERS, J.H.N., WALLACE, F.K., ABUGARES, Y.I., 1996, The geology and hydrocarbons of the Sirt Basin: a synopsis, In, Salem, M.J., Mouzughi, A.Journal., Hammuda, O.S. (Eds.), The 181–241.

WESTAWAY, R., 1999, Comment on A new intracontinental transcurrent structure, the Central Anatolian Fault Zone, Turkey, by A. Kocyiğit and A. Beyhan, Tectonophysics, 314, 469-479.

WILLIAMS, G.D., ÜNLÜGENÇ, U.C., KELLING, G. and DEMİRKOL C., 1995, Tectonic controls on stratigraphic evolution of the Adana Basin, Turkey, Journal of the Geological Society, 152, 873-882.

YALÇIN, N.M. and GÖRÜR, N., 1984, Sedimentological evolution of the Adana Basin, In, TEKELİ, O. and GÖNCÜOĞLU, M.C. (eds) Proceedings of the ınternational Sympossium on the Geology of Taurus Belt., Ankara, 165-172.

YALÇINLAR, İ., 1955, Structures geologiques de la chaine du Taurus dans la region de Feke-Saimbeyli, İst. Üniv. Jeoloji Bölümü, 13, 55-56.

YETİŞ, C., 1983, New observation on the age of the Ecemiş fault, Geology of the Taurus Belt Proceedings Book, TJK-MTA, Ankara, 159-164.

YETİŞ, C., 1984, New observations on the age of the Ecemiş Fault. In, Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C. (Eds.) geology of the taurus belt. Proceedings of the international tauride symposium. Mineral research and exploration institute of Turkey. MTA publications, 159–164.

YETİŞ, C. ve DEMİRKOL, C., 1984, Adana Baseni kuzey – kuzeybatı kesiminin temel stratigrafisine ilişkin bazı gözlemler. Türkiye Jeol. Kur. 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildirileri Özetleri, Ankara, 59 – 61.

YILMAZ, A., BEDİ, Y., UYSAL, Ş., YUSUFOĞLU, H. ve AYDIN, N., 1993, Doğu Toroslarda Uzunyayla ile Berit Dağı Arasının Jeolojik Yapısı, TPJD Bülteni, 5 (1), 69-87.

YILMAZ, İ., 1997, Cingöz formasyonu (Adana kuzeyi) Türbidit kumtaşlarının ağır mineral analizi ve provenansı, Yüksek Lisans Tezi, Fen Bilimleri Enst.., 126, (Yayımlanmamış).

YILMAZ, İ. VE GÜRBÜZ, K., 1999, Adana kuzeyi Alt Miyosen yaşlı kırıntılı kayaçların sedimentasyon süreçleri, 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, 310-318.

YILMAZ, Y., 1984, Amanos dağlarının jeolojisi, TPAO Rap. No:1920, 1(4), 591 (yayınlanmamış).

YILMAZ, Y., 1997, Turkiye'nin metamorfik masiflerine toplu bakis, Yerbilimleri Dergisi Engineering Faculty's Earth Sciences Reviewd, 8 (1-3), 9-24.

YILMAZ, Y. and GÜRER Ö.F., 1996, The geology and Evaluation of Misis Andırın Belt, Around Andırın (Kahramanmaraş), Turkish J. Earth Sci., 5, 39-55.

YILMAZ, Y. ve YİĞİTBAŞ, Y., 1991, SE Anadolu'nun farklı ofiyolitik-metamorfik birlikleri ve bunların jeolojik evrimdeki rolü, Türkiye 8. Petrol Kongresi, TPJD Petrol Jeologları Derneği Petrol Mühendisleri Odası., 128-140.

YILMAZ Y., GÜRPINAR, O., ve YİĞİTBAŞ, E., 1988, Amanos Dağları ve Dolaylarında Miyosen Havzalarının Tektonik Evrimi, TPJD Bülteni, 1 (1), 52-72.

YILMAZ, Y., YİĞİTBAŞ, E. and GENÇ, C., 1993, Ophiolitic and Metamorphic Assemblages of Southeast Anatolia and Their Significance in The Geological Evolution of The Orogenic Belt, Tectonics, 12 (5), 1280-1297.

YILMAZ Y., YİĞİTBAŞ E., YILDIRIM, M. ve GENÇ, Ş. C., 1992, Güneydoğu Anadolu metamorfik masiflerinin kökeni. Türkiye 9. Petrol Kongresi Bildirileri, Türkiye petrol Jeologları Derneği, Ankara, 296-307.

YILMAZ, Y., GÜRPINAR, O., KOZLU, H., GÜL, M., YİĞİTBAŞ, E., YILDIRIM, M., GENÇ, C. ve KESKİN, M., 1987, Maraş kuzeyinin jeolojisi (Engizek – Berit – Nurhak – Binboğa – Andirin dağları), Ankara, Turkey, Turkish Petroleam Corporation, Report No. 2028, 218.

YOLDAŞ, R., 1972, Kayseri (Sarız) Dolayının (Elbistan L36-b2, L37-a1 paftaları) Jeolojisi ve Petrol Olanakları, MTA derleme rap. No:4729, Ankara, 60.

YÜRÜR, T., and CHOROWICZ, J., 1998, Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian and Anatolian plates in theeastern Mediterranean. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 1-15.

ZEIGLER, A.M., SCOTESE, C.R., MCKERROW, W.S., JOHNSON, M.E. and BAMBAHC, R.K., 1979, Paleozoic Paleo – geography, Ann. Rev. Earth Planet Sci., 7, 473–502.

7 EKLER

EK 1: Mansurlu-Saimbeyli (Adana) arasının Jeoloji Haritası (Doğu Toroslar/Türkiye)

EK 2: Mansurlu-Saimbeyli (Adana) arasının Tektonik Haritası (Doğu Toroslar /Türkiye)

EK 3: Mansurlu-Saimbeyli (Adana) arasının Jeoloji Enine Kesitleri (Doğu Toroslar/Türkiye)

EK 4: Mansurlu-Saimbeyli (Adana) arasının Jeomorfolojik Yapısı (Doğu Toroslar/Türkiye)

8 ÖZGEÇMİŞ

1971 yılında Kayseri'de doğdu, ilk ve orta öğrenimini Kayseri ve İstanbul'da tamamlayarak 1988 yılında, Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği'nde lisans eğitimine başlayıp 1992 yılında, bölüm ikinciliği derecesiyle Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu.

1993 yılında, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Genel Jeoloji Programında, Yüksek Lisans Eğitimine Başladı. 1996 yılında İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Genel Jeoloji Anabilim dalına araştırna görevlisi kadrosuna atandı. 1997 Yılında Yüksek Lisans Tezini tamamlayarak Jeoloji Yüksek Mühendisi ünvanını aldı.

1997 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı, Genel Jeoloji Programında, Doktora eğitimine başladı. 'Doğu Torosların Mansurlu-Saimbeyli (Adana) Kesiminin Jeolojisi ve Tektonik Özellikleri' isimli doktora çalışmalarına devam etmektedir.

2 adet tam metni basılmış uluslar arası bildirisi ve 1'i tam metni basılmış, 3 adet de ulusal bildirisi bulunmaktadır.