



TÜRKİYE BİLİMSEL VE
TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU

THE SCIENTIFIC AND TECHNICAL
RESEARCH COUNCIL OF TURKEY

YDABGAG-163

1997-1313

**BATI TOROSLAR'IN ÜST JURA-ALT KRETASE
DEVİRSEL KARBONAT İSTİFLERİNDE
YÖRÜNGESEL, ÖSTATİK VEYA TEKTONİK
OLAYLARIN ETKİLERİ**

Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve
Çevre Araştırma Grubu

Earth Marine Atmospheric Sciences and
Environmental Researches Grant Group

YDABÇAG-163

1997-1313

**BATI TOROSLAR'IN ÜST JURA-ALT KRETASE
DEVİRSEL KARBONAT İSTİFLERİNDE
YÖRÜNGESEL, ÖSTATİK VEYA TEKTONİK
OLAYLARIN ETKİLERİ**

PROJE NO: YDABÇAG-163

**Prof. Dr. Demir Altınır
Dr. Necdet Özgül
Arş. Gör. Ömer Yılmaz
Arş. Gör. Naki Akçar
Muzaffer Bayazıtöglu
Zeynep Gaziulusoy**

ODTÜ zeceleri
M: B'

S-199
R-102

Tv, En

**OCAK 1998
ANKARA**

ÖNSÖZ VE KATKI BELİRTME

“Batı Toroslar’ın Üst Jura-Alt Kretase devirsel karbonat istiflerinde yörüngesel, östatik veya tektonik olayların etkileri” başlıklı ve YDABÇAG-163 nolu bu çalışma 2 yıl süreli bir jeolojik araştırma projesidir. Yaklaşık 2 ayı arazi çalışmaları ile geçen ve Türkiye’de şimdiye kadar çalışılmamış bir araştırma konusunu ele alan bu çalışma ile raporun yazarları çalışmanın Türkiye stratigrafisine önemli bir ışık tutacağı kanaatindedirler. Bu proje, yazarlardan dördünün yüksek lisans tezlerini desteklemiştir. Bu tezlerden birisi sonuçlanmış, bir diğeri sonuçlanmak üzeredir. Diğer iki tez ise henüz devam etmektedir.

Projenin laboratuvar çalışmaları Orta Doğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü’nde 1991’de kurulan ve bir TÜBİTAK-DPT projesi ile de desteklenen “Denizel Mikropaleontoloji Araştırma Laboratuvarı”nda gerçekleştirilmiştir. Hazırlanan rapor 199 sayfa olup 4 bölümden oluşmaktadır. Çalışmada yapılan gözlemleri mümkün olduğu kadar açık ve detaylı bir şekilde sunulmaya büyük bir özen gösterilmiştir.

Raporun yazarları projeyi mali yönden destekleyen ve projenin sürdürülmesi sırasında her türlü anlayışı gösteren TÜBİTAK ve özellikle YDABÇAG yetkililerine minnettardır. Yazarlar ayrıca projenin bütün örneklerini laboratuvar incelemesine hazırlayan teknisyen Orhan Karaman’a teşekkürü bir borç bilirler.

ÖZ

Toroslar'ın Beyşehir Gölü dolayları ve daha güneydeki Seydişehir, Akseki ve Hadim yörelerinde yüzeyleyen Geyik Dağı Birliği'nin Kimmeridciyen-Senomaniyen yaşlı platform içi karbonat istifleri metre ölçeğinde devirsel çökeller ve bunlarla bazan arakatkılanan önemli karst düzeylerinden oluşmaktadır. Metre ölçeğindeki devirsel çökeller üste doğru sığlaşan istifler olup, Jura ve Kretase'deki karakterleri birbirinden farklıdır. Jura'daki asimetrik devirsel çökeller gelgit düzlüğü ilerlemesini gösteren fasiyesleri içermemelerine rağmen Kretase'dekiler genelde bu fasiyeslerle karakterize olurlar. Stromatolitik düzeyli devirsel çökeller bölgesel ölçekte üst Hotriviyen'de ortaya çıkar ve Senomaniyen içlerine kadar devamlı gözlenebilen istifler oluşturur.

Foraminifer ve dasiklad alg biyostratigrafisine göre kesitlerde tanınan dört karst breşi düzeyi bu çalışmada tanımlanan "Başlıca 2. Derece Devir"lerin sınırlarına karşılık gelmektedir. Kimmeridciyen-Portlandiyen sınırı ile erken Valanjiniyen, Apsiyen ve Senomaniyen içlerine karşılık gelen bu düzeyler östatik deniz seviyesi düşüşlerini ve ayrıca Toros karbonat platformunun foraminifer faunası ve dasiklad florasındaki değişikliklerin olduğu seviyeleri temsil etmektedir. Kimmeridciyen-Senomaniyen aralığında gözlenen önemli karst düzeyleri ile sınırlanan 26 Tip 1 ve 2 sekans tanınmıştır. Yaklaşık 1-4 milyon seneleri aralığına karşılık gelen bu kaya paketlerinin sınırlarının global sınırlarla uyumlu olması ve Toros platformu çökme hızının hiç bir zaman östatik deniz seviyesi yükselme hızını geçemeyeceği gerçeği bu çökellerin lokal tektonik olayların kontrolünde oluşmadığını, buna karşılık östatik olayların kontrolünde oluştuğunu göstermektedir. Karstik düzeylerin bazı sekans sınırlarında görülmeşi ise bu düzeylerin, arazide üzerinde gözlem yapılabilecek kadar belirgin olmayışı veya hesaplanan östatik deniz seviyesi düşüş miktarlarının

abartılı olabileceğinden kaynaklanabilir. Zira bu düşüşler platformun her alanını su üstü etmemiş olabilir.

Kimmeridciyen-Senomaniyen aralığındaki 3. derece sekanslar içinde jenetik sıralanmalar ortaya koyan ve bölgesel boyuttaki korelasyonlarda kolaylıkla kullanılabilen metre ölçeğindeki devirsel çökeller de global deniz seviyesi değişimleri ile oluşmuştur. Özellikle Kretase'dekiler 4. Derece sekans veya parasekansların temsil ettiği 100-200 bin senelik aralıklara karşılık gelir. Ayrıca bu çökellerin yörüngesel dışmerkezlilik devirlerinden 126 bin senelik E2 sinyaline karşılık gelebileceği de mümkün görülmektedir. Bu çalışmada elde edilen bin senelik değerlerin ortalama değerden belli oranda sapmaları özellikle Kretase jeokronolojisinin henüz sağlam bir baza oturmayışından kaynaklanmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Batı Toroslar, Polat Formasyonu, biyostratigrafi, Üst Jura, Alt Kretase, metre ölçeğinde devirsel çökel, sekans, parasekans, östatik deniz seviyesi, tektonik, yörüngesel dışmerkezlilik deviri.

ABSTRACT

Kimmeridgian-Cenomanian inner platform carbonate successions of the Geyik Dağı Unit exposed in the Beyşehir Lake region and further in the south, Seydişehir, Akseki and Hadim areas of Taurus are composed of meter-scale cyclic deposits and important karstic surfaces, sometimes intercalated within the successions. Meter-scale cyclic carbonates are shallowing-upward sequences and their characters in the Jurassic and Cretaceous are highly different. Although cycles in the Jurassic are highly asymmetric, those in the Cretaceous are usually characterized by facies indicating tidal flat progradation. Cyclic sediments comprising stromatolitic levels are recognized in the upper Hauterivian and occur characteristically up to the Cenomanian stage.

Within the foraminiferal and daysclad algal biostratigraphic frame, four important karst breccia levels are recognized as the boundaries of the “Major 2. Order Cycles” introduced for the first time in this study. These levels correspond to the Kimmeridgian-Portlandian boundary, mid-early Valanginian, mid-Aptian and mid-Cenomanian and represent the important sea level falls, as well as the levels of change in the foraminiferal fauna and dasyclad flora of the Taurus carbonate platform. Within the Kimmeridgian-Cenomanian interval 26 Type 1 and 2 sequences delimited by important karstic levels are recognized. These sequences are the records of eustatic sea level fluctuations rather than the records of local tectonic events because the boundaries of the sequences representing 1-4 milyon year intervals are correlatable with global boundaries and the rate of subsidence in the Taurus carbonate platform did not outpace the rate of eustatic sea level rise. The occasional absence of karstic levels at the sequence boundaries might be explained either because of the difficulty of recognition of such levels in the field or the exaggerated values calculated for the

magnitude of sea level fall. The consequence of the second case will probably be the partial subaerial exposure within the inner platform domains.

Meter-scale cyclic deposits that could be used in long-distance correlation within a region are also the records of global sea level fluctuations because their stacking patterns are genetical within the Kimmeridgian-Cenomanian 3. order sequences. Those in the Cretaceous correspond to 4. order sequences or parasequences representing 100-200 ky. In addition, these cycles possibly correspond to the E2 signal (126 ky) of the orbital eccentricity cycles of the Milankovitch band. The deviation of the values calculated in the order of thousand years from the mean value of eccentricity cycles in this study could be mostly explained by inconsistent results used in the Cretaceous geochronology.

1.2 Coğrafik Konum

Key words: Western Taurus, Polat Formation, biostratigraphy, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, meter-scale cyclic deposit, sequence, parasequence, eustatic sea level, tectonics, orbital eccentricity cycle.

2. STRATİGRAFİ

2.1 Çalқан Yürüğü (Polat) ve Alt Kretas

Birliklerinin Revizyonu

2.2 Biyostratigrafi ve Kimmeridjyenin Kalınlığı

2.3 Çalқан Yürüğü

2.3.1 Felsefi ve Metodolojik Sorular

2.3.1.1 Coğrafik Konum

2.3.1.2 Yürüğü, Jeolojisi ve Stratigrafi

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖNSÖZ VE KATKI BELİRTME	i
ÖZ.....	ii
ABSTRACT.....	iv
İÇİNDEKİLER.....	vi
ŞEKİLLER.....	ix
1. GİRİŞ	1
1.1 Amaç ve Kapsam.....	1
1.2 Coğrafi Konum.....	2
1.3 Çalışma Yöntemi.....	4
1.4 Önceki Çalışmalar.....	5
1.5 Jeolojik Konum.....	9
2. STRATİGRAFİ	14
2.1 Çalışılan Yörelere ve Çevresinde Doger-Kretase Yaşlı Litostratigrafi Birimlerinin Revizyonu.....	14
2.2 Biyostratigrafi ve Kronostratigrafik Kalibrasyon.....	21
2.3 Çalışılan Yörelere.....	31
2.3.1 Fele (Yassıbel) Yöresi.....	32
2.3.1.1 Coğrafi Konum.....	32
2.3.1.2 Yöresel Jeoloji ve Stratigrafi.....	32

2.3.1.3 Üst Jura (Kimmeridciyen)-Üst Kretase (Senomaniyen) Devirsel Çökelleri.....	40
2.3.2 Üzümlü Yöresi.....	77
2.3.2.1 Coğrafik Konum.....	77
2.3.2.2 Yöresel Jeoloji ve Stratigrafi.....	79
2.3.2.3 Alt Kretase Devirsel Çökelleri.....	86
2.3.3 Seydişehir (Madenli) Yöresi.....	96
2.3.3.1 Coğrafik Konum.....	96
2.3.3.2 Yöresel Jeoloji ve Stratigrafi.....	98
2.3.3.3 Alt Kretase Devirsel Çökelleri.....	100
2.3.4 Hadim (Polat) Yöresi.....	110
2.3.4.1 Coğrafik Konum.....	110
2.3.4.2 Yöresel Jeoloji ve Stratigrafi.....	112
2.3.4.3 Üst Jura-Alt Kretase Çökelleri.....	115
2.3.5 Akseki Yöresi.....	125
2.3.5.1 Coğrafik Konum.....	125
2.3.5.2 Yöresel Jeoloji ve Stratigrafi.....	125
2.3.5.3 Üst Jura (Portlandiyen)-Alt Kretase (Hotriviyen) Devirsel çökelleri.....	129
3. KORELASYON VE İSTİFLERİN OLUŞUM MEKANİZMASINI ETKİLEYEN ÖSTATİK, YÖRÜNGESEL VE TEKTONİK OLAYLARIN TARTIŞMASI.....	140

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	149
DEĞİNİLEN BELGELER.....	154
LEVHALAR (1-17).....	166

ŞEKİLLER

Şekil 1-6

Şekil 1. Beyşehir Gölü kuzey ve güneyinde ve Seydişehir-Akseki-Hadim üçgeni içinde yer alan çalışma alanlarının (1-6) coğrafik konumu.....3

Şekil 2. Toros karbonat platformunun (Taurus Block) Geç Jura-Erken Kretase'deki paleocoğrafik ve tektonik konumu.....10

Şekil 3. Batı Toroslar'da Beyşehir Gölü-Akseki-Hadim çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası.....11

Şekil 4. Çalışılan alanların basitleştirilmiş Mesozoyik stratigrafisi.....13

Şekil 5. Çalışılan yöreler ve çevresindeki Doger-Kretase birimlerinin karşılaştırmalı stratigrafi çizelgesi.....15

Şekil 6. Çalışılan yörelerde foraminifer ve dasiklad alg biyostratigrafisi ve kronostratigrafik kalibrasyon.....24

Şekil 7. Fele (Yassıbel) yöresinin ve yörede ölçülen 1 ve 2 nolu stratigrafik kesitlerin coğrafik konumu.....33

Şekil 8. Sultan Dağı Birimi'nin Sultan Dağları'nın güneybatıya bakan alanlarındaki geliştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesiti.....35

Şekil 9. Fele (Yassıbel) yöresinin jeoloji haritası ve ölçülen 1 ve 2 nolu kesitlerin Polat Formasyonu içindeki konumu.....36

Şekil 10. Fele (Yassıbel) yöresinin geliştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesiti ve 1 ve 2 nolu kesitlerin Polat Formasyonu içindeki konumu.....37

Şekil 11. Fele (Yassıbel) yöresinde Üst Kimmeridciyen-Senomaniyen aralığında ölçülen 1 nolu kesitin basitleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri.....41

Şekil 12. Üste doğru sığlaşan devirsel çökellerin (parasekanslar) Üst Jura ve Alt Kretase gelgit çevresi tipi istiflerdeki genelleştirilmiş görüntüsü.....	44
Şekil 13. Devirsel çökellerde tanınan fasiyes ve mikrofasiyeslerin sembolleri.....	45
Şekil 14. Fele (Yassibel) yöresinde üst Kimmeridciyen-Senomaniyen aralığında ölçülen 1 nolu kesitte metre ölçeğindeki devirsel çökeller (parasekanslar).....	48
Şekil 15. Fele (Yassibel) yöresi 1 nolu kesitte tanınan devirsel çökel (parasekans) tipleri.....	55
Şekil 16. Fele (Yassibel) yöresi 1 nolu kesitte üst Kmmmeridciyen-Senomaniyen aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler.....	62
Şekil 17. Fele (Yassibel) yöresinde Berriaziyen-Senomaniyen aralığında ölçülen 2 nolu kesitin basitleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri.....	66
Şekil 18. Fele (Yassibel) yöresinde Berriaziyen-Senomaniyen aralığında ölçülen 2 nolu kesitte metre ölçeğindeki devirsel çökeller (parasekanslar).....	68
Şekil 19. Fele (Yassibel) yöresi 2 nolu kesitte Berriaziyen-Senomaniyen aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler.....	76
Şekil 20. Üzümlü yöresinin ve yörede ölçülen stratigrafik kesitin coğrafik konumu..	78
Şekil 21. Üskerles (Üstünler)-Şamlar-Üzümlü-Tepearası dolaylarının jeoloji haritası.....	80
Şekil 22. Üskerles (Üstünler)-Şamlar-zümlü-Tepearası dolaylarının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesiti.....	81
Şekil 23. Üzümlü yöresinin jeoloji haritası ve ölçülen stratigrafik kesitin Polat Formasyonu içindeki konumu.....	84
Şekil 24. Üzümlü yöresinde Valanjiniyen-Albiyen aralığında ölçülen stratigrafik kesitin basitleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri.....	87

Şekil 25. Üzümlü yöresinde Valanjiniyen-Albiyen aralığında ölçülen kesitte metre ölçeğindeki devirsel çökeller (parasekanslar).....	88
Şekil 26. Üzümlü yöresindeki kesitte Valanjiniyen-Albiyen aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler.....	94
Şekil 27. Seydişehir (Madenli) yöresinin ve yörede ölçülen stratigrafik kesitin coğrafik konumu.....	97
Şekil 28. Seydişehir dolaylarının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesiti...99	
Şekil 29. Seydişehir (Madenli) yöresinin jeoloji haritası ve ölçülen stratigrafik kesitin Polat Formasyonu içindeki konumu.....	101
Şekil 30. Seydişehir (Madenli) yöresinde Apsiyen-Albiyen aralığında ölçülen kesitin basitleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri.....	102
Şekil 31. Seydişehir (Madenli) yöresinde Apsiyen-Albiyen aralığında ölçülen kesitte metre ölçeğinde devirsel çökeller (parasekanslar).....	104
Şekil 32. Seydişehir (Madenli) yöresindeki kesitte Apsiyen-Albiyen aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler.....	108
Şekil 33. Hadim (Polat) yöresinin ve yörede ölçülen stratigrafik kesitin coğrafik konumu.....	111
Şekil 34. Hadim kuzeylerinin jeoloji haritası.....	113
Şekil 35. Hadim dolaylarındaki Geyik Dağı Birliği'nin stratigrafik kolon kesiti.....	114
Şekil 36. Hadim (Polat) yöresinde Portlandiyen-Barremiyen aralığında ölçülen kesitin basitleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri.....	116
Şekil 37. Hadim (Polat) yöresinde Portlandiyen-Barremiyen aralığında ölçülen kesitte metre ölçeğindeki devirsel çökeller (parasekanslar).....	117

Şekil 38. Hadim (Polat) yöresindeki kesitte Portlandiyen-Barremiyen aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler.....	123
Şekil 39. Akseki yöresinin ve yörede ölçülen stratigrafik kesitin coğrafik konumu.....	126
Şekil 40. Akseki dolaylarının genelleştirilmiş jeoloji haritası.....	127
Şekil 41. Akseki Birimi'nin (Geyik Dağı Birliği) stratigrafik kolon kesiti.....	128
Şekil 42. Akseki kesitinin Portlandiyen-Hotriviye aralığında ölçülen sadeleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri.....	130
Şekil 43. Akseki yöresinde Portlandiyen-Hotriviye aralığında ölçülen kesitte metre ölçeğindeki devirsel çökeller (parasekanslar).....	132
Şekil 44. Akseki yöresindeki kesitte Portlandiyen-Hotriviye aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler.....	139
Şekil 45. Çalışılan stratigrafik kesitlerin korelasyonu.....	143
Şekil 46. Toroslar'daki Kimmeridjiyen-Senomaniyen gelgit çevresi foraminifer faunasındaki değişikliklerin östatik eğrilerle karşılaştırılması.....	144

tektonik

bölgesel

Toroslar

sonrası)

reğmen

Ostracoda

Zira gelgit

anlamlı

çökelleri

İspanya

1. GİRİŞ

1.1. Amaç ve Kapsam

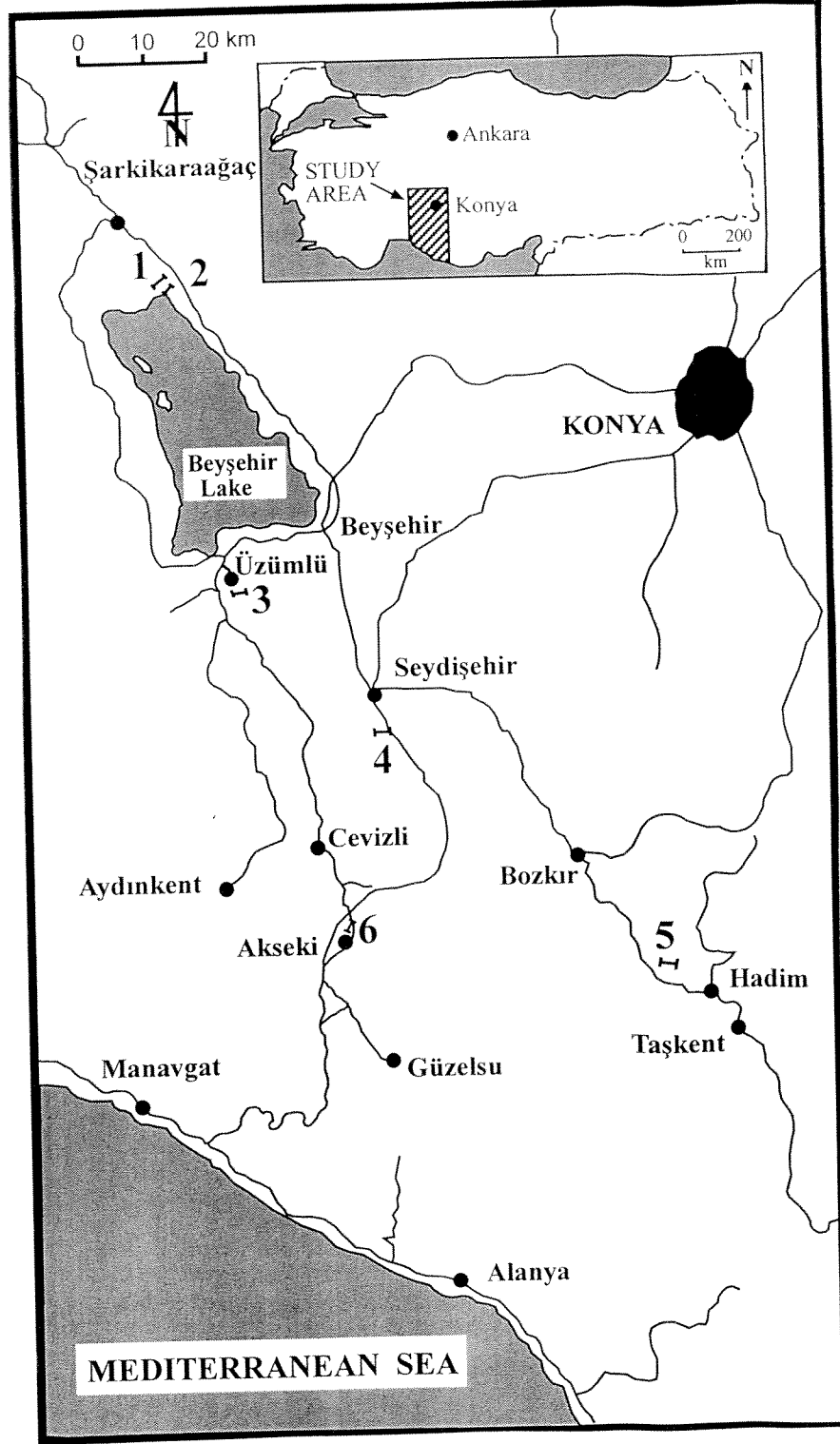
Toros Kuşağı'nın en önemli özelliklerinden biri olan naplı yapısı (Brunn ve diğerleri, 1971; Özgül, 1976, 1984; Monod, 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981) dışındaki diğer bir önemli özelliği de içermiş olduğu tektonik birliklerin bazılarında Geç Triyas-Senomaniyen yaşlı karbonatların hemen hemen tamamının gelgit çevresi (peritidal) veya gelgit altı ortamlarda çökelmiş olmasıdır. Tektonik birliklerden bu özelliğe sahip paraotokton-otokton konumlu Geyik Dağı Birliği'nin Batı Toros dağ silsilesi içinde en iyi gözlemlendiği bölgelerden bazıları, Beyşehir Gölü çevresi ve özellikle güneyindeki ekaylanmış tektonik dilimler (Seydişehir-Akseki bölgeleri, Monod, 1977) ve daha doğuda Hadim-Bozkır civarında Toros napları (Aladağ; Bolkar ve Bozkır Birlikleri, Özgül, 1971, 1976, 1984) altından yüzeyleyen tektonik pencerelerdedir. Oldukça belirgin istifler sunan Geyik Dağı Birliği'nin Mesozoyik yaşlı karbonat istifleri adı geçen bölgelerde önceki araştırmacılar tarafından (örneğin Monod, 1977; Gutnic ve diğerleri, 1979; Özgül, 1997) oldukça ayrıntılı olarak, özellikle Geyik Dağı Birliği'nin tektonik yapısını tanıtmak üzere ele alınmış ve belirlenen birimler veya formasyonlar bölgesel ölçekte tanımlanmış ve karşılaştırılmıştır.

Toroslar'ın Mesozoyik karbonat istiflerinin özellikle Geç Jura (Kimmeridciyen ve sonrası)-Geç Kretase (Senomaniyen) yaşlı kesimi, yeknesak görünümlü olmasına rağmen, gelgit çevresi (gelgit altı-arası ve üstü) fasiyesleri ve foraminifer, alg, Ostracoda ve Charophyta gibi fosil toplulukları ile son derece ilginç özellikler sunar. Zira gelgit çevresi içindeki değişik tipteki fasiyesler, içerdikleri özel fosil toplulukları ile istiflerde defalarca tekrarlanmakta, yani devirsel çökeller oluşturmaktadır. Bu devirsel çökellerin benzerleri Türkiye dışında özellikle Avusturya, İtalya, İsviçre, Fransa, İspanya, Amerika Birleşik Devletleri, Kanada gibi ülkelerde çalışılmakta ve çökellerin

oluşma sebepleri östatik deniz seviyesi değişimlerine, yörüngesel kontrollere veya lokal tektonik olayların yarattığı etkilere bağlanmaktadır. Türkiye'nin Mesozoyik paleocoğrafyası içinde Gondvana kökenli olarak bilinen ve en azından Geç Jura-Erken Kretase zaman dilimi içinde izole ve pasif kıta kenarlarına sahip bir kıta üzerinde gelişmiş olan platform karbonat istifleri üzerine YDABÇAG-163 nolu ve "Batı Toroslar'ın Üst Jura-Alt Kretase devirsel karbonat istiflerinde yörüngesel, östatik veya tektonik olayların etkileri" başlıklı ve TÜBİTAK destekli bu proje, yurt dışında yapılan araştırmalara benzer ve belli ölçüde onlara örnek olabilecek bir araştırma olarak başlatılmıştır. Proje tam olarak, Batı Toroslar'ın belli yörelerindeki Geç Jura (Kimmeridciyen ve sonrası)-Geç Kretase (Senomaniyen) yaşlı gelgit çevresi birimlerinde oluşmuş olan devirsel (cyclic) karbonat çökellerini ve karbonat istiflerinin anatomisini tanımlamayı ve bu çökellerin oluşma sebebini yörüngesel, östatik veya bölgesel tektonik olaylar çerçevesinde değerlendirmeyi amaçlamıştır. Bu rapor, projenin fiili araştırma süresinin bitimi olan 1 Eylül 1997'den sonraki 4 ay içinde hazırlanmıştır.

1.2. Coğrafik Konum

Çalışma alanları Batı Toroslar'da Beyşehir Gölü kuzey ve güneyinde ve Seydişehir-Akseki-Hadim üçgeni içerisinde yer almaktadır (Şekil 1). Beyşehir Gölü kuzeyindeki çalışma alanı Isparta M 26-b2 paftasında yer almakta ve gölün tam kuzeydoğu ucunda bulunan Fele (Yassibel) köyünü de içermektedir. Bu yörede birbirine yaklaşık 3 km mesafede, çalışma amacına uygun 2 kesit ölçülmüştür (Şekil 1, 1 ve 2 nolu kesitler). Beyşehir Gölü'nün güneyindeki çalışma alanı Konya M 27-d3 ve d4 paftalarında yer alan Üzümlü nahiyesi civarındadır (3 nolu kesit). Seydişehir



Şekil 1. Beyşehir Gölü kuzey ve güneyinde ve Seydişehir-Akseki-Hadim üçgeni içerisinde yer alan çalışma alanlarının (1-6) coğrafik konumu.

güneyinde Madenli köyü yakınlarında bulunan üçüncü çalışma alanı ise Konya N 27-b3 ve b4 paftalarında yer almaktadır (4 nolu kesit). Çalışma alanlarından diğer ikisi ise Hadim kuzeybatısındaki Polat nahiyesi yakınlarındaki Dede Tepe'de (5 nolu kesit, Konya N 28-c3 nolu pafta) ve Akseki kasabasının kuzeydoğu ucunda bulunmaktadır (6 nolu kesit, Konya N 27-c4 nolu pafta).

1.3. Çalışma yöntemi

Çalışmalar saha, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamalı olarak sürdürülmüştür. Saha çalışmaları sırasında projenin amacına uygun ve değişik kronostratigrafik aralıklarda 6 stratigrafik kesit ölçülmüş ve özellikle Fele (Yassibel) (Şekil 1, 1 ve 2 nolu kesitler), Üzümlü (3 nolu kesit) ve Seydişehir (Madenli) (4 nolu kesit) yörelerinde kesitlerin içinde yer aldığı lokal jeolojik haritalar yapılmıştır. Projenin mali kapasitesinin sınırlılığı yüzünden Hadim (Polat) (5 nolu kesit) ve Akseki (6 nolu kesit) yörelerinde lokal haritalama yapılmamış buna karşılık kesitler daha önceden yapılan bölgesel ölçekli haritalar içinde değerlendirilmiştir.

Ölçülen kesitler son derece ayrıntılı ve hassastır. 6 kesitte ölçülen toplam kalınlık 1935 l metredir. Kesit güzergahı boyunca her tabaka kırılmış, tabanından tavanına incelenmiş ve arazide üste doğru sığlaşan metre ölçeğinde devirsel çökel paketleri belirlenmiştir. Bu çalışmada 6 kesitte incelenen toplam tabaka sayısı 5574'dür. Toplanan 1142 örnek laboratuvarında arazide toplandığı konumuna göre, yonlu veya yönsüz olarak kesilmiş, parlatılmış veya ince kesit yapılarak çalışılmıştır. Çalışmada biyostratigrafi, foraminifer ve dasiklad alg toplulukları ile ortaya konulmuştur. Toplanan örneklerde ayrıca karbonatların fasiyes özellikleri ve özellikle sedimanter yapıları belirlenmiş ve bu veriler devirsel çökel özelliklerini tanımlamak için kullanılmıştır.

Bu rapor, saha, laboratuvar ve büro çalışmaları sonucu elde edilen bütün verilerin sentezlenmesi ile ortaya konulmuştur.

1.4. Önceki Çalışmalar

Toroslar'ın Beyşehir Gölü kuzey ve güneyi ve Seydişehir-Akseki-Hadim üçgeni içindeki bölgeleri ve özellikle bu bölgelerde yüzeyleyen Mesozoyik yaşlı karbonat kayalarının stratigrafik konumu ve düzeni üzerine gerçekleştirilebilen bilimsel çalışmalar, Monod (1977)'de belirtildiği gibi ancak Blumenthal ile başlar. Blumenthal öncesi çalışmalarda belki ilk kez Hamilton (1842) Toros kireçtaşı silsilesinin Seydişehir Formasyonu'nu oluşturan silisiklastik litolojilerinin üzerinde yer aldığını belirtmiş, daha sonraları ise Penck (1918) bu bölgelerde yaptığı çalışmalarda Jura-Kretase yaşlı karbonatların 2500 m kalınlığa varan "komprehensif" istifler oluşturduğunu ortaya koymuştur.

Bu çalışmada ölçülen kesitlerin yer aldığı alanların hemen hemen tümü Blumenthal (1944, 1947, 1951) tarafından Bozkır güneyi, Beyşehir-Seydişehir ve Akseki civarlarında yaptığı çalışmalarda haritalanmış ve Mesozoyik yaşlı karbonatlar Kambriyen-Tersiyer istifleri içinde Jura ve Kretase'ye ait "série compréhensive" olarak tanımlanmıştır. Toros napları altında bu karbonatların düzenli istifler olduğunu farkeden Blumenthal ayrıca özellikle Akseki bölgesinde Kretase yaşlı karbonatların boksit içerdiğini de farketmiş (Blumenthal ve Göksu, 1949) ve Kretase yaşlı "série compréhensive" altında, daha sonra Martin (1969) tarafından Akkuyu Formasyonu olarak adlanmış olan pelajik ve ammonitli pelajik kireçtaşlarını da tanımlamıştır. Daha sonraları Toroslar'daki boksit yataklarının ortaya konulması için yapılan araştırmalarda Wipperfurth (1962) Seydişehir yakınlarındaki Mertaş boksit yataklarını bulmuş ve boksitik düzeyleri stratigrafik olarak Alt ve Üst Kretase sınırına yerleştirmiştir.

Batı Toroslar'da modern anlamda Jura-Kretase karbonatları üzerine yapılan ilk çalışma Martin (1969) tarafından gerçekleştirilmiştir. Akseki bölgesinde Jura-Kretase kireçtaşlarını haritalıyarak ayıran Martin Doger-Kretase stratigrafisi içinde Doger'de Üzümdere sarı kireçtaşı ve Hendos Kireçtaşı'nı, Malm-Alt Kretase'de Akkuyu Formasyonu'nu tanımlamış, Kretase'nin önemli bir bölümünü ise içinde boksit içeren "komprehensif seri" olarak ortaya koymuştur.

Bu raporda konu edilen Jura-Kretase yaşlı gelgit çevresi karbonat istiflerinin stratigrafisi daha sonra bu bölgede çalışan fransız grubunun yayınlarında ele alınmış olmasına rağmen (Brunn ve diğerleri, 1971; Dumont ve diğerleri, 1972; Gutnic ve diğerleri, 1979; Poisson ve diğerleri, 1984) en ayrıntılı tanımlar Monod (1977)'de verilmiştir. Monod (1977)'ye göre bu raporda ele alınan Beyşehir Gölü kuzeyindeki Fele (Yassibel) yöresinde Jura-Kretase istifi Ordovisiyen yaşlı Seydişehir Formasyonu üzerine oturur ve Doger'de kireçtaşı-dolomit, erken Malm'de yeşil diyabaz, Malm ve Kretase'de kalın karbonat serisi ile temsil edilir. Monod'nun Beyşehir Gölü güneyinde tanımladığı "Beyşehir Serisi"nde ise ilk defa Doger stratigrafisine bir ayrıntı getirilmiş ve Ordovisiyen veya Triyas üzerine oturan karbonat istifinin alt Doger'deki taban karbonatlarında Sarakman Formasyonu, üst Doger'deki karbonatlarında ise Tepearası Dolomiti tanımlanmıştır. Bu bölgedeki Malm-Üst Kretase karbonat istifi ise bir bütün olarak ele alınmış ve birimde stratigrafik bir adlama yapılmamıştır. Monod (1977)'de tanımlanan "Seydişehir Serisi"nin Jura-Kretase istifi "Beyşehir Serisi"nikinden bir farkla ayrılmaktadır. İstif Doger'in Sarakman Formasyonu ve Tepearası Dolomiti ve ayrılmamış ve boksit içeren Kretase karbonatları arasında pelajik ve ammonitli, Değirmenlik Kireçtaşı olarak adlanan bir birim içermektedir. Monod (1977)'de Akseki bölgesinin stratigrafisi hemen hemen Martin (1969)'da ortaya konulan gibidir. Belki bir

fark olarak Tepearası Dolomiti'nin Akseki bölgesinde de kullanılmış olduğu belirtilebilir

Toroslar'ın stratigrafik ve tektonik yapısı üzerine yapılan çalışmalardan en önemlileri Özgül (1971, 1976, 1984) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu raporda ele alınan istiflerin içinde yer aldığı Geyik Dağı Birliği'ni bir tektonik birlik olarak ortaya koyan Özgül, bu çalışmalarında litostratigrafik ayrıntılara girmemiştir. Buna rağmen Özgül, özellikle Hadim bölgesini gösteren dikme kesitlerinde Doger-Malm-en alt Kretase karbonat istiflerinin üzerinde önemli bir stratigrafik boşluk tanımlamış ve bu istifin Geç Kretase yaşlı konglomera ve kireçtaşı istifleri ile örtüldüğünü belirtmiştir.

Bu raporda ele alınan alanların dışında olmasına rağmen çalışmanın stratigrafik çatısını etkileyebilecek bir takım çalışmalar Anamas yöresi ve güneyinde Dumont ve Kerey (1975), Yağmurlu ve diğerleri (1995), Beyşehir Gölü kuzeyinde Yalvaç-Bağkonak yörelerinde Demirkol ve Sipahi (1979), Demirkol (1984) ve Hoyran Gölü civarında Koçyiğit (1981, 1983, 1984) tarafından gerçekleştirilmiştir. Özgül (1976)'nın Geyik Dağı Birliği içinde gerçekleştirilen bu çalışmalarda Jura-Kretase stratigrafisini ele alan bu araştırmacıların hemen hepsi karbonat istiflerin "resmi" birimlere bölmüşler veya daha önce adlanmış birimleri kullanmışlardır.

Beyşehir Gölü kuzeyindeki Fele yöresinde Ayhan ve Karadağ (1985) tarafından gerçekleştirilen çalışmada da yöre ve civarı haritalanmış ve Malm-Kretase karbonatları Kiyakdede ve Karayaka olmak üzere iki formasyona bölünmüştür. Fele yöresini de içeren Sultandağları Mesozoyik örtüsünün stratigrafisini ele alan Özgül ve diğerleri (1991)'de ise Ayhan ve Karadağ (1985)'in formasyonları kullanılmamış, buna karşılık Beyşehir-Seydişehir bölgesinde bu çalışmanın içine alınarak Beyşehir Gölü kuzey ve güneyinde yüzeyleyen Geyik Dağı Birliği'nin Doger-Kretase karbonatları için Demirkol ve Sipahi (1979) tarafından Yalvaç-Bağkonak civarlarında tanımlanan Hacialabaz

Formasyonu kullanılmıştır. Özgül ve diğerleri (1991) Fele yöresinde kumlu ve killi kireçtaşlarını Feletepe Üyesi ve erken Malm içindeki bazik volkanikleri ise Düzkaya Üyesi olarak adlandırmışlardır.

Beyşehir Gölü güneyinde bu çalışmada konu edilen Uzümlü yöresini de içine alan bir diğer çalışma Sonel ve diğerleri (1995) tarafından gerçekleştirilmiştir. Doger ve Malm'de Monod (1977)'nin formasyon adlamalarını kullanan yazarlar istifin Kretase karbonatları için ise Akseki-Seyrandağ Formasyonu adlamasını kullanmışlardır.

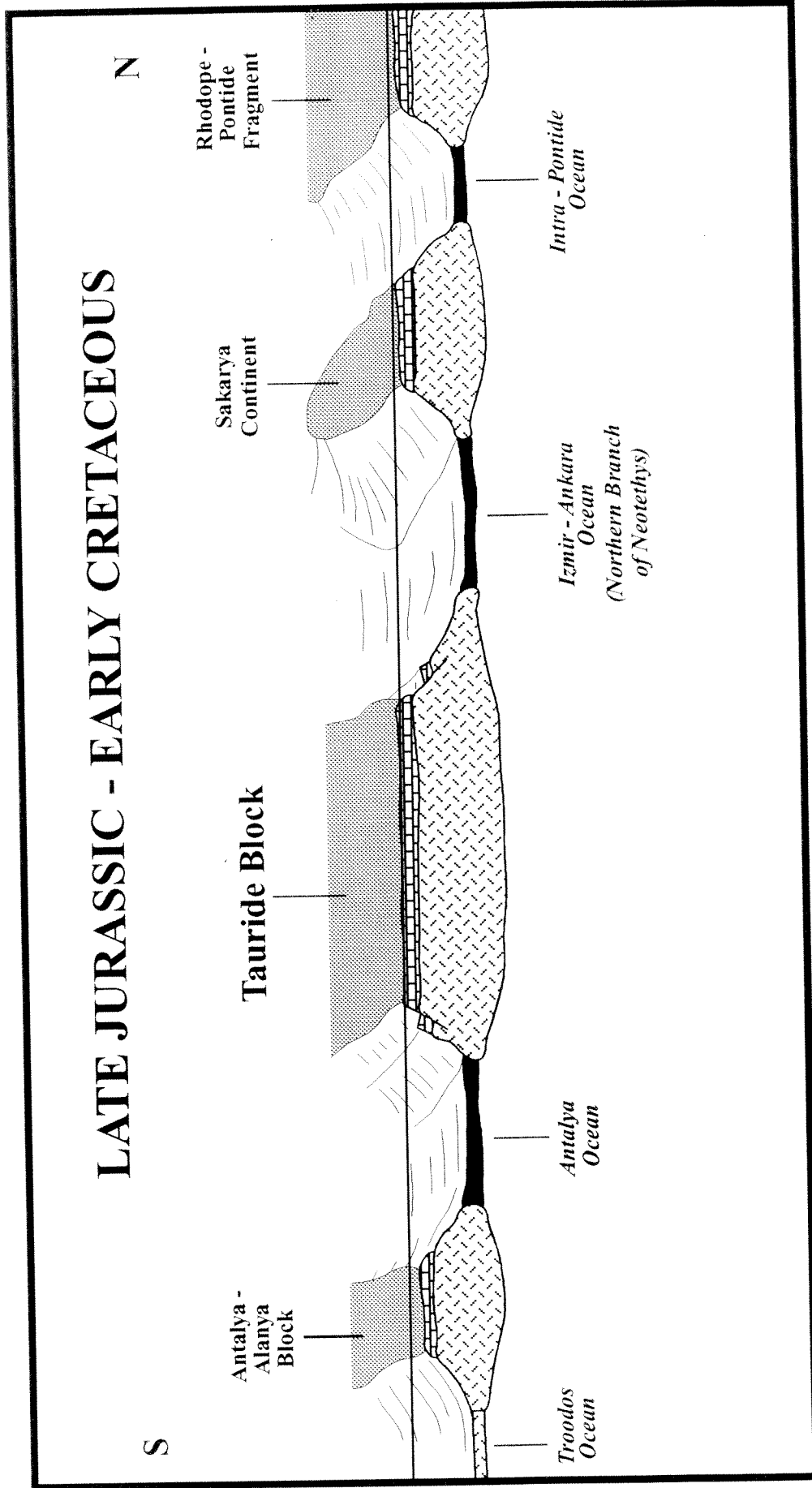
Bu raporun çalışma alanlarından birini içeren en son çalışmalardan biri de Özgül (1997) tarafından ortaya konulmuştur. Bozkır-Hadim-Taşkent dolaylarındaki Bozkır, Bolkar, Aladağ ve Geyik Dağı tektonik birliklerinin stratigrafisini ele alan bu çalışmada napların altından yüzeyleyen tektonik pencerelerde yer alan Geyik Dağı Birliği'nin Doger-Kretase stratigrafisi, Doger-Üst Kretase tabanı aralığında Polat Kireçtaşı, üstte ise diskordansla oturan ve tabanında bir konglomera düzeyi içeren Kampaniyen-Mastrihtiyen yaşlı Çataloluk Kireçtaşı'ndan oluşmaktadır. Bu çalışmada Polat Kireçtaşı detaylı bir paleontoloji çalışması ile katlara bölünmüştür.

Toros karbonat platformunun Jura-Kretase yaşlı gelgit çevresi karbonat istiflerinde son zamanlarda yapılan araştırmalar genelde aynı litostratigrafik birim üzerine yapılan değişik adlamalarla yapılan çalışmaları ortaya koymuştur. Birbirlerini irdelemeden ve stratigrafik kurallara uymadan yapılan bu çalışmaların çoğunda ortaya konulan formasyonlar bu raporun stratigrafi bölümünde belli bir revizyona tabi tutulacak, sinonimleri ayıklanacak ve en azından çalışma alanı ve çevresi için bir tek formasyon adlaması ortaya konulacaktır. Gene şimdiye kadar yapılan çalışmalardan anlaşılacağı gibi Jura-Kretase karbonatlarının anatomisini anlamak için şimdiye kadar hiçbir ayrıntılı çalışma yapılmamış, bu karbonatların devirsel çökeller halinde bir dizilim

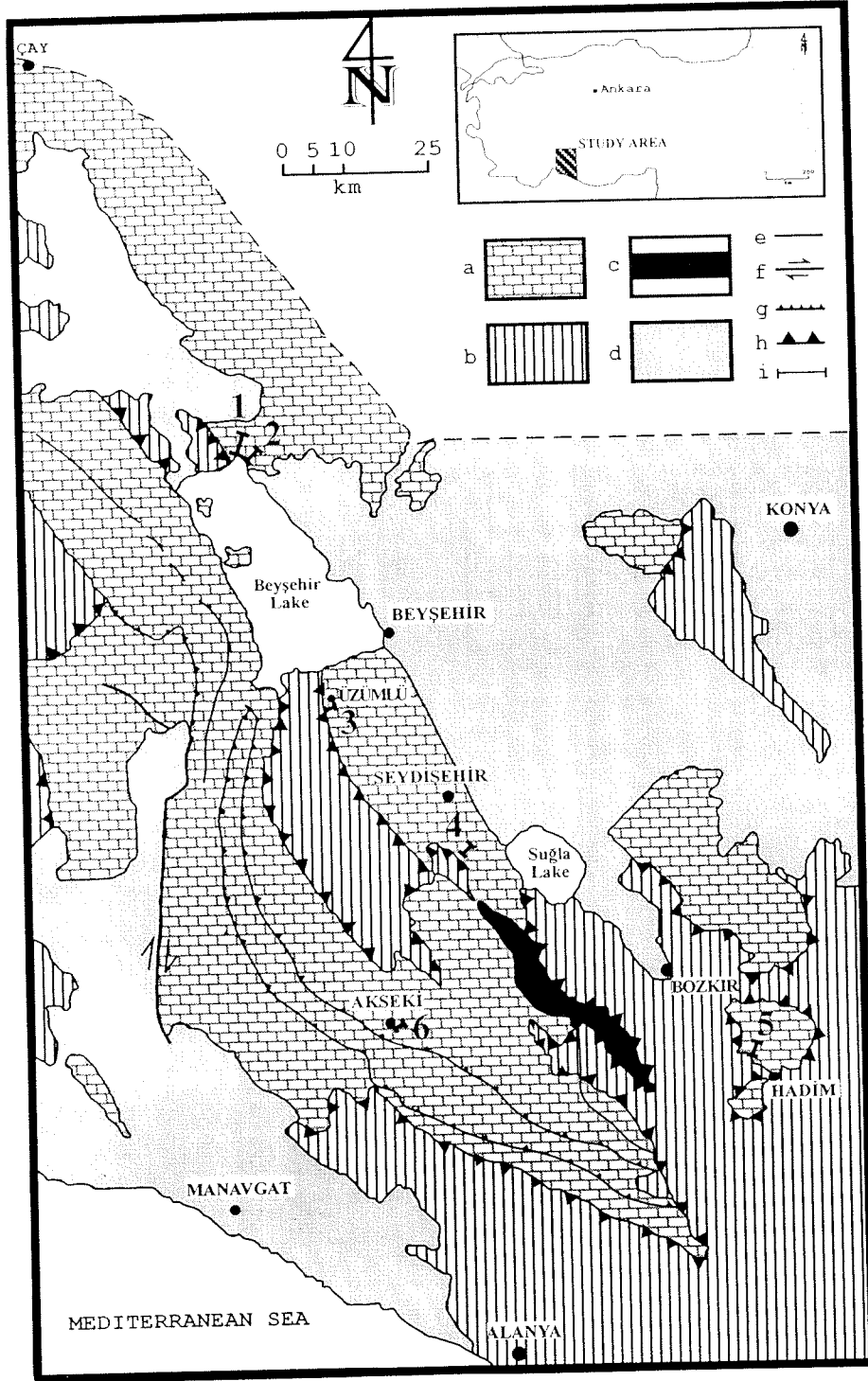
gösterdiği de ortaya konulmamıştır. Bu yönden bu istifler, metre ölçeğinde tespit edilen devirsel çökelleri ve bunların oluşma sebepleri ile Türkiye’de ilk defa ele alınmaktadır.

1.5. Jeolojik Konum

Türkiye’nin Geç Jura-Erken Kretase paleocoğrafyası ve tektonik yapısı üzerine son senelerde ileri sürülen yeni ve değişik fikirler olmasına rağmen (Okay ve diğerleri, 1994; Görür ve diğerleri, 1997) özellikle Özgül (1976, 1984), Şengör ve Yılmaz (1981), Şengör (1984), Altınar ve diğerleri (1991) ve Koçyiğit ve diğerleri (1991) gibi çalışmalar baz alınarak hazırlanan şekil 2’de görüldüğü gibi Toroslar, Geç Jura-Erken Kretase zaman diliminde izole bir platform konumunda idi. Bu karbonat platformu, pasif kıta kenarları ve platform içi istifleri ile Geç Triyas’dan itibaren bir çökelim alanı haline dönüşmüş ve Geç Jura-Erken Kretase zaman aralığında ise oluşabilecek en monoton görünümlü çökellerini oluşturmağa başlamıştır. Bu monoton gelişim, Türkiye jeolojisinin evriminde özellikle Senomaniyen’den itibaren gelişen dalma-batma zonlarının oluşmaya başlaması ile sona ermiş (Şengör ve Yılmaz, 1981), Toros karbonat platformu gerek kuzeyini, gerekse güneyini sınırlayan okyanusal alanların daralmaya başlaması ile sıkışan ve kırılan bir alan haline dönüşmüştür. Nitekim Geç Kretase’den geç Tersiyer’e (Miyosen) kadar güneyden üzerine bindiren ve kıtasal ve okyanusal kalıntılar içeren Alanya ve Antalya Birlikleri (Özgül, 1976; Şengör ve Yılmaz, 1981) ve kuzeyden üzerine bindiren ve okyanusal ve kıta kenarı malzemelerini içeren Bozkır, Bolkar ve Aladağ Birlikleri belli bir “kireçtaşı aksı” (L’axe Calcaire du Taurus, Ricou ve diğerleri, 1975) üzerine yığılmışlar ve Toroslar’ın naplı yapısını oluşturmuşlardır (Şekil 3). Batı Toroslar’da Beyşehir Gölü’nün kuzey ve güneyinde, Bozkır-Hadim bölgelerinde geniş yüzlekler ortaya koyan bu kireçtaşı aksı (Özgül,

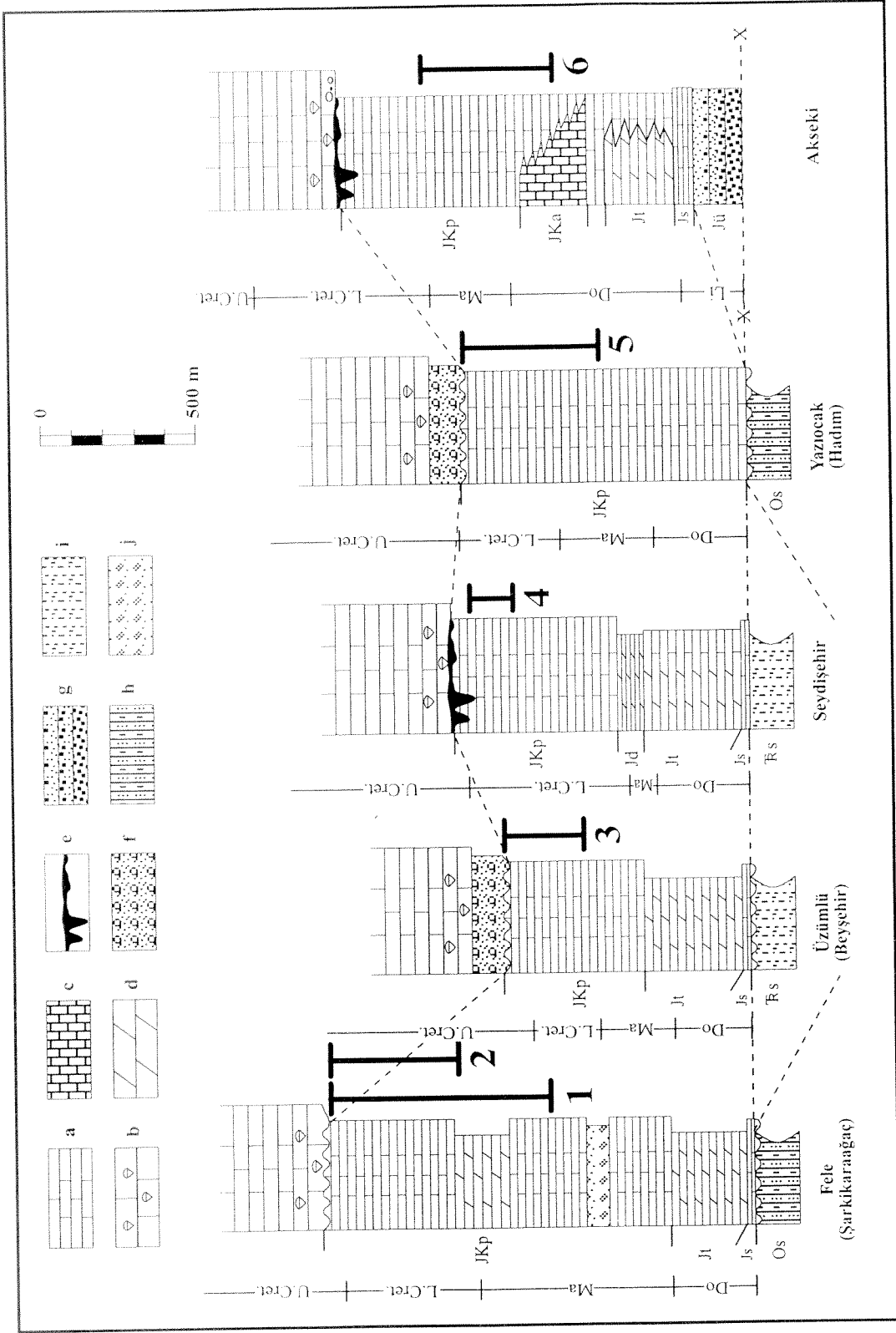


Şekil 2. Toros karbonat platformunun (Taurus Block) Geç Jura-Erken Kretase'deki paleocoğrafik ve tektonik konumu.



Şekil 3. Batı Toroslar'da Beyşehir Gölü-Akseki-Hadim çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Özgül, 1984'den basitleştirilerek çizilmiştir) ve çalışılan stratigrafik kesitlerin (1-6) konumu. a. Geyik Dağı Birliği (Toros kireçtaşı aksı); b. Allokon birliklerin basitleştirilmiş dağılımı; c. Dipsiz Göl ofiyoliti; d. Neojen ve Kuvaterner yaşlı birimler; e. Düşey fay; f. Yanal atımlı fay; g. Bindirme; h. Tektonik birlik dokunakları; i. Stratigrafik kesit

1976'nın Geyik Dağı Birliği) aslında Jura ve Erken Kretase'de platform içi (gelgit çevresi veya sığ denizel) ökellerden oluşmaktaydı. Toros karbonat platformunda bu proje kapsamında beş yörede (Fele, Üzümlü, Seydişehir, Hadim ve Akseki) Üst Jura (Kimmeridciyen)-Üst Kretase (Senomaniyen) aralığı içinde çalışılan bu istifler (Şekil 4) aslında adı geçen yörelerde Ordovisiyen veya Triyas yaşlı birimler üzerine transgresif olarak oturan Jura-Kretase yaşlı kalın karbonat çökellerinin bir parçasıdır. Bu alışmada Fele yöresinde Kimmeridciyen-Senomaniyen (1 nolu kesit) ve Berriaziyen-Senomaniyen (2 nolu kesit), Üzümlü'de Valanjiniyen-Senomaniyen (3 nolu kesit) Seydişehir'de Apsiyen-Albiyen (4 nolu kesit), Hadim'de Portlandiyen-Barremiyen (5 nolu kesit)ve Akseki'de Portlandiyen-Hotriviyen (6 nolu kesit) zaman dilimlerini temsil eden istiflerde (Şekil 3-4) bu çökelleri oluşturan devirsel oluşuklar incelenmiş ve bu devirsel çökellerin oluşma sebepleri ortaya konulmuştur.



Şekil 4. Çalışılan yörelerin basitleştirilmiş Mesozoyik stratigrafisi (Monod, 1977; Özgül, 1984, 1997 ve bu çalışmanın desteğinde çizilmiştir). Dikey kalın çizgilerle ve numaralı gösterilen (1-6) aralıklar ayrıntılı araştırma yapılan istifleri göstermektedir. Os: Seydişehir Formasyonu; **T₂** s: Sarpiar Dere Formasyonu; Jü: Üzümdere Formasyonu; Js: Sarakman Formasyonu; Jt: Tepearası Dolomiti; Jd: Değirmenlik Formasyonu; Jka: Akkuyu Formasyonu; JKp: Polat Formasyonu. Semboller: a: Kireçtaşı; b: Rudistli kireçtaşı; c: Plaket (pelajik) kireçtaşı; d: Dolomit; e: Boksit; f: Karbonat çakıllı konglomera; g: Konglomera-kırmızı kumtaşı; h: Türbiditik kumtaşı-silttaşı; i: Bitkili ve türbiditik kumtaşı; j: Bazalt.

2. STRATİGRAFI

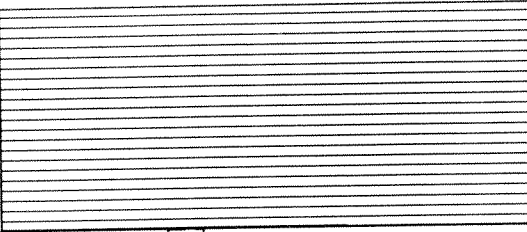
2.1. Çalışılan yöreler ve çevresinde Doger-Kretase yaşlı litostratigrafi birimlerinin revizyonu

Türkiye'nin bir çok bölgesinde olduğu gibi, Batı Toroslar'da da yapılan stratigrafik çalışmalarda adlama kurallarına uygunluk açısından belli bir kaos sürmektedir. Toroslar'da yapılan çalışmalara bu açıdan bakıldığı zaman çalışmaların iki ana tip altında toplandığı görülür (Şekil 5). Birinci tip, stratigrafi kurallarının gerektirdiği coğrafik adlamaları yapmadan ortaya konulan çalışmalardır. Bu tip çalışmalar ya eski, yani bu kuralların kullanılmasının henüz oturmadığı zamanlardan kalan çalışmalardır (Penck, 1918; Blumenthal, 1944, 1947, 1951), ya da içeriği icabı stratigrafik ayırım ayrıntılarına girmeden ortaya konulan tektonik ağırlıklı çalışmalardır (Brunn ve diğerleri, 1971; Özgül, 1971, 1976, 1984; Dumont ve diğerleri, 1972). İkinci tip çalışmalar ise Doger-Kretase istiflerinde kısmen de olsa "resmi" adlamalar ortaya konulanlardır. Bu tip çalışmalar ilk olarak Martin (1969) ile başlamış, Dumont ve Kerey (1975), Monod (1977), Demirkol ve Sipahi (1979), Demirkol (1984), Koçyiğit (1981, 1983, 1984), Ayhan ve Karadağ (1995), Özgül ve diğerleri (1991), Sonel ve diğerleri (1995), Yağmurlu ve diğerleri (1995) ve Özgül (1997) gibi çalışmalarla devam etmiştir (Şekil 5). Aşağıda, bu çalışmada ele alınan yörelerdeki litostratigrafik revizyon, formasyon mertebesinde ele alınmakta ve bu birimlerin sinonimleri gerekçeli açıklamalarla ortaya konulmaktadır.

Sarakman Formasyonu: İlk defa Blumenthal (1947) tarafından farkedilen ve daha sonra Monod (1977) tarafından "Beyşehir Serisi" içinde adlanan bu birim çalışılan yörelerden Fele (Beyşehir Gölü kuzeyi), Üzümlü (Beyşehir Gölü güneyi), Seydişehir ve Akseki yörelerinde yüzeylemekte (Şekil 5) ve kumlu kireçtaşı-kireçtaşı litolojisi ile

CHRONOSTRATIGRAPHY	UPPER CRETACEOUS	Blumenthal, 1944	"Série comprehensive"	Hadim region
		Blumenthal, 1947	"Série comprehensive"	Seydişehir Beyşehir region
		Blumenthal, 1951	"Série comprehensive"	Akseki region
		Martin, 1969	"Série comprehensive"	Akseki region
LOWER CRETACEOUS	UPPER MESOZOIC CARBONATE SERIES	Brunn et al., 1971	Upper Mesozoic carbonate series	North of Beyşehir Lake
		Brunn et al., 1971	Upper Mesozoic carbonate series	Akseki-Seydişehir region
MALM	UPPER CRETACEOUS	Brunn et al., 1971	Upper Mesozoic carbonate series	Beyşehir region
		Özgül, 1971, 1976, 1984	Rudist limestone Conglomerate	Hadim region
DOGGER	UPPER CRETACEOUS	Brunn et al., 1971	Upper Mesozoic carbonate series	Beyşehir region
		Dumont et al., 1972	Platform carbonates	Beyşehir Seydişehir region

Şekil 5. Çalışılan yöreler ve çevresindeki Doger-Kretase birimlerinin karşılaştırmalı stratigrafi çizelgesi.

CHRONOSTRATIGRAPHY	UPPER CRETACEOUS	Eşekini Limestone	Dumont & Kerey, 1975	Özgül, 1976, 1984	Monod, 1977; Gutnic et al., 1979	Monod, 1977; Gutnic et al., 1979	Monod, 1977; Gutnic et al., 1979	Monod, 1977; Gutnic et al., 1979; Poisson et al., 1984	Demirkol & Sipahi, 1979; Demirkol, 1984	
	MALM	Seydişehir-Beyşehir region	North of Beyşehir Lake (Fele area)	Tepearası Dolomite	Sarakman Limestone	South of Beyşehir Lake region	Seydişehir region	Akseki region		
									DOGGER	South of Anamas Dağ

Şekil 5'in devamı.

CHRONOSTRATIGRAPHY	Koçyiğit, 1981, 1983	Çiğdemtepe Limestone Kılıçhan Formation	Eskiğençalı Formation	Eskiğençalı Formation	Ergenli Formation	North of Beyşehir Lake (Hoyran Lake region)
	Koçyiğit, 1984	Çiğdemtepe Limestone Toklutepe Formation	Eskiğençalı Formation	Eskiğençalı Formation	Ergenli Formation Kocakaya Formation	North of Beyşehir Lake (Hoyran Lake region)
UPPER CRETACEOUS	Özgül, 1984	Rudist limestone Bauxite	Netitic limestone	Karayaka Formation	Kiyakdede Formation Feletepe Formation	North of Beyşehir Lake (Fele area)
	Özgül et al., 1991	Hacıalabaz Formation	Hacıalabaz Formation	Hacıalabaz Formation	Hacıalabaz Formation Sandstone member	Beyşehir - Seydisehir region
LOWER CRETACEOUS	Özgül et al., 1991	Gölcük Formation	Hacıalabaz Formation	Hacıalabaz Formation	Hacıalabaz Formation Düzakaya Member Feletepe Member	North of Beyşehir Lake (Fele-Yalvaç region)
	Sonel et al., 1995	Akseki - Seyrandağı Formation	Akseki - Seyrandağı Formation	Akseki - Seyrandağı Formation	Akkuyu Formation Tepearası Formation Sarakman Formation	South of Beyşehir Lake (Üzümlü area)
MALM	Yagmurulu et al., 1995	Seyrandağı Limestone Bauxite	Çiçekliadağ Limestone	Akkuyu Formation	Akkuyu Formation	Anamas region
					Hendos Dolomite	
DOGGER					Pisarçukuru Limestone	

Şekil 5'in devamı.

CHRONOSTRATIGRAPHY		THIS STUDY				Özgül, 1997
		Cataloluk Limestone	Cataloluk Limestone	Undifferentiated carbonates	Polat Formation	
UPPER CRETACEOUS	Undifferentiated carbonates	Undifferentiated carbonates	Undifferentiated carbonates	Undifferentiated carbonates	Polat Formation	Polat Limestone
LOWER CRETACEOUS	Polat Formation	Well exposed	Well exposed	Polat Formation	Polat Formation	Polat Formation
		Poorly exposed	Poorly exposed	Polat Formation	Polat Formation	
MALM	Polat Formation	Polat Formation	Polat Formation	Polat Formation	Polat Formation	Polat Formation
DOGGER	Polat Formation	Tepearası Dolomite	Tepearası Dolomite	Tepearası Dolomite	Tepearası Dolomite	Tepearası Dolomite
		Sarakman Formation	Sarakman Formation	Sarakman Formation	Sarakman Formation	Sarakman Formation
	Hadim region	North of Beyşehir Lake (Fele area)	South of Beyşehir Lake (Üzümlü area)	Seydişehir - Madenli köy area	Hadim region (Polat area)	Akseki region

Şekil 5'in devamı.

bu yörelerde belirgin olarak Ordovisiyen veya Triyas, ya da Liyas üzerine oturmaktadır. Bu yörelerde Tepearası Dolomiti ile örtülen formasyon, Akseki yöresinde Martin (1969) tarafından gayriresmi olarak adlanan Üzümdere sarı kireçtaşı, Koçyiğit (1984)'ün Kocakaya Formasyonu, Ayhan ve Karadağ (1985)'in Feletepe Formasyonu, Özgül ve diğerleri (1991)'in Feletepe Üyesi ve Yağmurlu ve diğerleri (1995)'in Pisarçukuru Formasyonu'na karşılık gelir. Martin (1969)'da verilenin dışındaki bütün birimler adlama kurallarındaki öncelik yüzünden Sarakman Formasyonu'nun sinonimidir, kaldığı adı geçen formasyon ve üyelerden hiçbirisi tip kesit ve yeri ile tanımlanmamıştır.

Tepearası Dolomiti: Monod (1977) tarafından Beyşehir Gölü güneyindeki "Beyşehir Serisi"nde adlanan bu birim çalışma alanlarından Fele, Üzümlü, Seydişehir ve Akseki yörelerinde belirgin bir şekilde yüzeylemektedir. Daha önceki çalışmalarda "Série compréhensive" (Blumenthal, 1944, 1947), "Üst Mesozoyik karbonat serisi" (Brunn ve diğerleri, 1971), "Neritik karbonat kayaları" (Özgül, 1976, 1984) diye adlanan birimler içinde yer alması gereken bu formasyon (Şekil 5), muhtemelen Dumont ve Kerey (1975)'in Anamas Dağı güneyinde adladıkları Alakilise Kireçtaşı ve Özgül ve diğerleri (1991)'in Beyşehir Gölü kuzey ve güneyinde kullandıkları Hacialabaz Formasyonu'nun Doger kesiminde de bulunmaktadır. Doger'de tanınan bu kesif dolomit birimi aynı zamanda Özgül (1984)'de verilen Akseki-Anamas bölgesinin genelleştirilmiş dikme kesitinde de görülmekte, Yağmurlu ve diğerleri (1995)'de ise Anamas bölgesindeki Malm'de tanımlanan Hendos Dolomiti'ne karşılık gelmektedir.

Akkuyu Formasyonu: Önceleri Blumenthal tarafından gayriresmi olarak Mergelkalk ve asfaltlı tabakalar, daha sonra ise Martin (1969) tarafından resmi olarak Akkuyu Formasyonu olarak tanımlanan bu birim Batı Toroslar'da adlama problemi en az olan formasyondur. Bu formasyon daha sonra Brunn ve diğerleri (1971), Monod

(1977), Gutnic ve diğeri (1979), Sonel ve diğeri (1995) Yağmurlu ve diğeri (1995) tarafından da kullanılmıştır. Bu çalışmada Akkuyu formasyonu, üzerine herhangi bir ayrıntılı araştırma yapılmamasına rağmen özellikle Seydişehir ve Akseki bölgelerinin genelleştirilmiş stratigrafik kolonlarında kullanılmaktadır. Seydişehir bölgesinde Monod (1977) tarafından tanımlanan “Değirmenlik Kireçtaşı” bu çalışmada Akkuyu Formasyonu’nun sinonimi olarak kabul edilmiştir (Şekil 5).

Polat Formasyonu: Bu çalışmanın ana temasını oluşturan ve devirsel çökellerin içinde yer aldığı bu formasyon, Batı Toroslar’da Mesozoyik stratigrafisinin belkemiğini oluşturmakla beraber stratigrafi adlama kuralları açısından 1997 senesine kadar hiç de iyi bir şekilde tanımlanmamıştır. Büyük bir kesimi ile Blumenthal (1947, 1949, 1951), Martin (1969), Brunn ve diğeri (1971), Dumont ve diğeri (1972), Özgül (1971, 1976, 1984), Monod (1977), Gutnic ve diğeri (1979), Poisson ve diğeri (1984) tarafından gayriresmi ve yeknesak bir birim olarak tanımlanan bu karbonat istifi 1997 senesinde Hadim bölgesinde tip kesiti, tip alanı ve kesit lokasyonunun koordinatları ile Özgül (1977) tarafından Polat Kireçtaşı olarak adlanmıştır. Beyşehir kuzey ve güneyi, Seydişehir ve Akseki dolaylarında Tepearası Dolomiti ile alttan sınırlanması dolayısı ile formasyon, Hadim bölgesinde gözlenen istifine nazaran, daha dar anlamda kullanılmaktadır (Şekil 5). Beyşehir kuzeyinde (Fele yöresi) bu formasyon beş üyeye ayrılıp haritalanmasına rağmen Düzkaya Üyesi (Özgül ve diğeri, 1997) üzerindeki dört karbonat birimi bu çalışmada gayriresmi tanımlanmıştır. Bu çalışmada ayrıntılı çalışılmayan ve bazalttan oluşan Düzkaya Üyesi ise şimdilik kaydı ile üye mertebesindedir. Bölgesel yayılımı olan bu birim (Özgül ve diğeri, 1991) ileride formasyon mertebesine yükseltilmelidir.

Bu çalışmada Polat Kireçtaşı adlaması Polat Formasyonu olarak değiştirilen bu birimin bir kısmının veya tamamının eşdeğerleri Anamas Dağ güneyinden Alakilise

Kireçtaşı (Dumont ve Kerey, 1975), Beyşehir Gölü kuzeyinden Hacıalabaz Kireçtaşı (Demirkol ve Sipahi, 1979; Demirkol, 1984), Hoyran Gölü bölgesinden Ergenli ve Eskigençali Formasyonları (Koçyiğit, 1981, 1983, 1984), Fele bölgesinden Kıyakkede ve Karayaka Formasyonları (Ayhan ve Karadağ, 1985), Beyşehir Gölü güneyinden Akseki-Seyrandağ Formasyonu (Sonel ve diğerleri, 1995) ve Anamas bölgesinden Çiçekdağ Formasyonu'dur (Yağmurlu ve diğerleri, 1995). Genellikle tip kesit ve tip alanları iyi tanımlanmamış, bazen de taban ve tavan ilişkileri iyi belirlenmemiş bu birimler gayriresmi olarak değerlendirilmeli ve Polat Formasyonu en azından bahsi geçen alanlar içinde resmi litostratigrafi birimi olarak kabul edilmelidir.

Çalışma alanlarında Üst Kretase stratigrafisi projenin konusu icabı ayrıntılı olarak ele alınmamıştır. Dolayısı ile Beyşehir Gölü kuzeyi (Fele), Seydişehir (Madenli) ve Akseki yörelerinde ayrılmamış Üst Kretase karbonatları üzerine bir yorum getirilmeyecektir. Bununla beraber Beyşehir Gölü güneyi (Üzümlü) ve Hadim (Polat) civarında yapılan ayrıntılı gözlemlerde Özgül (1997)'nin rudistli karbonatlarından oluşan Çataloluk Formasyonu ve tabanındaki Çatalkoz Konglomera Üyesi her iki yörede de tanınmıştır. Monod (1977) tarafından Beyşehir Gölü güneyinde (Üzümlü) ayrıntıları farkedilememiş Üst Kretase stratigrafisi taban konglomerası ile tipik bir istif olup Hadim bölgesindeki istifin aynısıdır.

2.2. Biyostratigrafi ve Kronostratigrafik Kalibrasyon

Gelgit çevresi (peritidal) karbonat istiflerindeki çalışmalarda en büyük zorluklardan biri de istiflerin biyostratigrafik ve kronostratigrafik kalibrasyonudur. İstiflerin metre ölçeğinde devirsel çökellerden oluşması çökeltme ortamında sık sık ani değişimlere sebep olmuş zaten oldukça sınırlı ortamlara adapte olmaya çalışan organizma grupları sürekli deniz seviyesi değişimlerinden etkilenmişlerdir. Bu

ortamlarda nispeten devamlılıklarını sağlayabilen organizma gruplarından en önemlileri foraminifer ve dasiklad alglerdir. Batı Toroslar'da bu organizmaların istiflerin kronostratigrafik pozisyonlarının belirlenmesinde aktif olarak kullanılışı Fransız araştırmacıların eserlerinde görülmüş (Monod, 1977; Poisson, 1977; Gutnic, 1977) buna rağmen sadece bir eser (Bassoulet ve Poisson, 1975) bu organizmaların biyostratigrafik kullanımını Geyik Dağı Birliği tipi olan Beydağları istiflerinde ele almıştır.

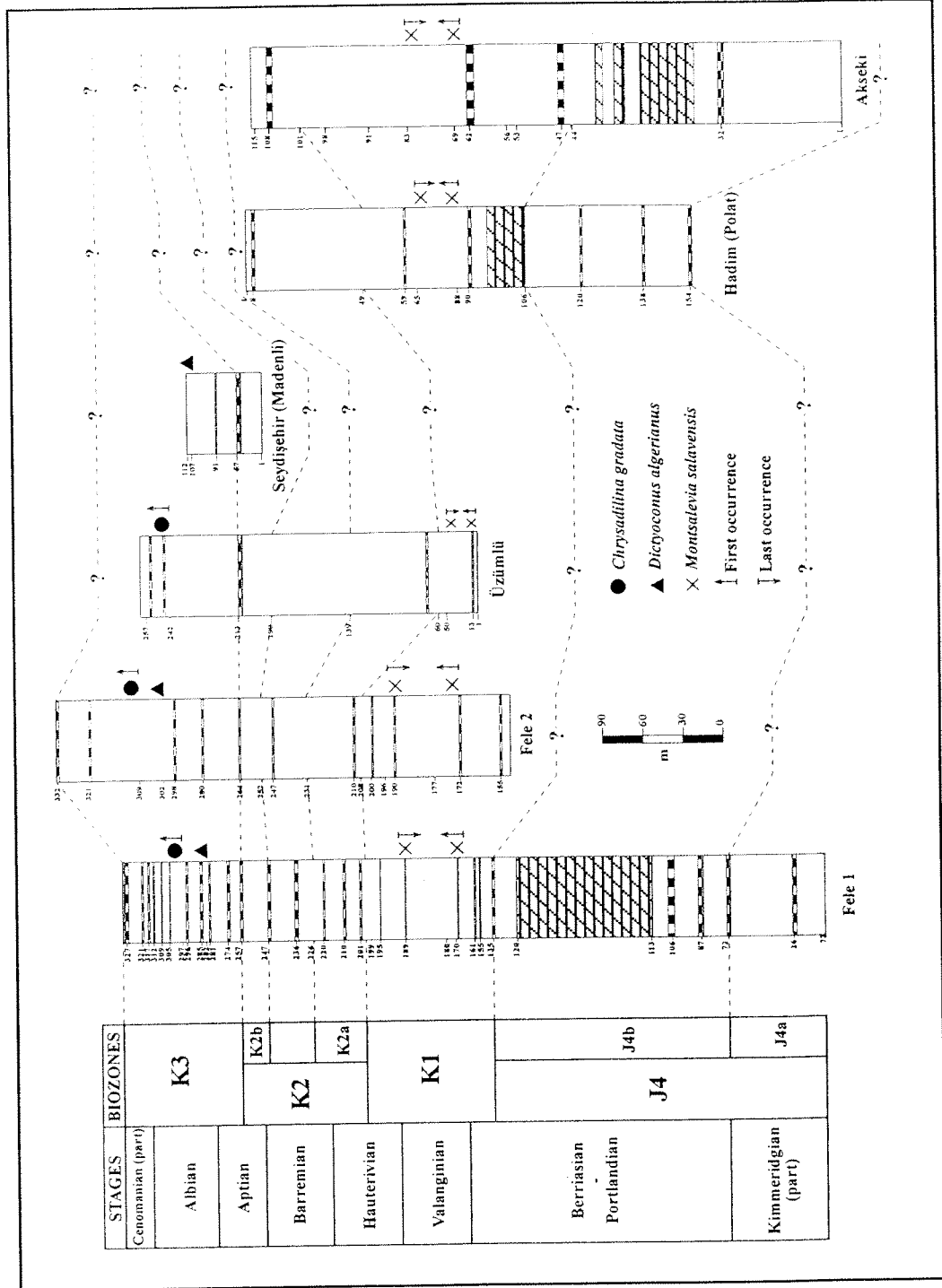
Toroslar'da bu çalışmada ele alınan foraminifer ve dasiklad alg toplulukları ile ilk belirgin biyostratigrafik çalışmalar Altiner ve Septfontaine (1979); Altiner (1981) ve Altiner ve Decrouez (1982) tarafından Doğu Toroslar'da yapılmıştır. Aladağ Birliği'nin Geyik Dağı Birliği'nin Jura ve Kretase fasiyeslerine benzer fasiyeslerinde gerçekleştirilen bu çalışmalarda ilk defa platform içi fasiyeslerde Pliensbakiyen, Bajosiyen, Batoniyen, Kalloviyen, Oksfordiyen, Kimmeridciyen, Portlandiyen, Berriaziyen, Apsiyen, Albiyen gibi katlar kullanılmaya başlamış ve bu kronostratigrafik kalibrasyonun gerekçesi olan biyostratigrafi, foraminifer ve alglerden oluşan topluluklarla ortaya konulmuştur.

Daha sonra Altiner (Kazancı ve diğerleri içinde 1985), Altiner ve diğerleri (1986, 1988) tarafından Doğu Toroslar'ın Sarız-Tufanbeyli bölgesinde yüzeyleyen Geyik Dağı Birliği'nin bu çalışmadaki istiflere tamamen benzeyen Jura-Kretase istifleri gene foraminifer ve dasiklad alg grupları ile zonlanmış ve istif Bajosiyen-Senomaniyen aralığında bir takım zon ve aszonlara bölünmüştür.

Bu çalışmada, uygulanabilirliği Altiner (1989) ve Altiner ve Özcan (1990) tarafından daha sonra Batı Toroslar'ın Kırdığıları-Bağkonak-Fele hattında yüzeyleyen Geyik Dağı istiflerinde test edilmiş, fakat temel nitelikleri Doğu Toroslar'da ortaya konulmuş olan (Altiner, Kazancı ve diğerleri içinde, 1985; Altiner ve diğerleri, 1986, 1988) biyostratigrafik çatı kullanılacaktır. Batı Toroslar'da beş yörede çalışılan altı

stratigrafik kesit (Fele 1 ve 2 kesitleri), Üzümlü, Seydişehir (Madenli), Hadim (Polat) ve Akseki kesitleri sadeleştirilmiş görüntüleri ile şekil 6'da verilmektedir. Kireçtaşı, dolomit ve bunlarla arakatlı karbonat düzeylerinden oluşan bu istiflerden toplam 1142 örnek toplanmış ve yapılan zonasyon ile bu istifler Kimmeridciyen-Senomaniyen aralığında korele edilmiştir (Şekil 6).

Clypeina jurassica Zonu (J4): Bu zon *Clypeina jurassica* Favre'in ilk ve son ortaya çıkışı ile tanımlanır ve üst Kimmeridciyen-alt Berriaziyen aralığını temsil eder. Zon, Fele yöresindeki 1 nolu kesitte FO-1 ve FO-135 nolu örnekler arasında, Hadim (Polat) ve Akseki kesitlerinde ise kısmi olarak sırası ile YO-154 ve YO-106 ve AS-1 ve AS-44 nolu örnekler arasında tanınmıştır. Altiner (Kazancı ve diğerleri içinde 1985) ve Altiner ve diğerleri (1986)'ya göre zonun üst sınırı Titoniyen sonu olarak değerlendirilmesine rağmen bu çalışmada bu sınır, Strasser (1988), Strohmenger ve diğerleri (1991) ve Chiocchini ve diğerleri (1994)'ün ortaya koydukları verilere göre erken Berriaziyen içine alınmıştır. Bu zon içinde şu foraminifer topluluğu tanınmıştır: *Earlandia conradi* Arnaud-Vanneau, *Belorussiella* sp., *Valvulina lugeoni* Septfontaine, *Haplophragmoides joukowskyi* Charollais, Brönnimann ve Zaninetti, *Alveospta* gr. *jaccardi* Schrodt, *Rectocyclammina* sp., *Parurgonina caelinensis* Cuvillier, Foury ve Pignotti Morano, *Parurgonina* sp., *Kurnubia* ex gr. *palastiniensis* Henson, *Conicokurnubia orbitoliniformis* Septfontaine, *Kilianina lata* Oberhauser, *Trocholina* sp., *Spioloculina* sp. veya *Cornuspira* sp., Miliolidae. Bu zon içinde bazı foraminifer türleri tamamen yok olurlar. Bunlar *Alveospta* gr. *jaccardi* Schrodt, *Conicokurnubia orbitoliniformis* Septfontaine, *Kilianina lata* Oberhauser, *Kurnubia* ex gr. *palastiniensis* Henson, *Parurgonina caelinensis* Cuvillier, Foury ve Pignotti Morano, *Rectocyclammina* türleridir. *Earlandia conradi* Arnaud-Vanneau ve



Şekil 6. Çalışılan yörelerde foraminifer ve dasıklad alg biyostratigrafisi ve kronostratigrafik kalibrasyon. Biyozon sembolleri ve diğer açıklamalar için metine bakınız.

Haplophragmoides joukowskyi Charollais, Brönnimann ve Zaninetti zon içinde ilk defa ortaya çıkarlar. Foraminiferler ile şu dasiklad alg türleri tanınmıştır: *Campbelliella striata* Carozzi, *Clypeina jurassica* Favre, *Otternstella arabica* Elliott, *Otternstella lemmensis* Bernier, *Otternstella ? anici* Nikler ve Sokac, *Rajkaella bartheli* Bernier ex Granier ve Berthou, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Salpingoporella pygmae* Guembel. Bunlardan *Otternstella ? anici* Nikler ve Sokac, *Rajkaella bartheli* Bernier ex Granier ve Berthou, *Clypeina jurassica* Favre ve *Campbelliella striata* Carozzi zon içinde yok olan türlerdir. Ayrıca dasiklad olmayan alglerden *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Cayeuxia piae* Frollo ve *Bacinella irregularis* Radoicic gibi türlerde Charophyta tip organizmalarla birlikte zon içinde tanınmıştır.

Clypeina jurassica-Kilianina lata Aszonu (J4a): Bu aszon sadece Fele yöresindeki 1 nolu kesitte tanınmış olup (Şekil 6) FO-1 ve FO-72 nolu örneklerin sınırladığı aralıkta Üst Kimmeridciyen'i temsil etmektedir. Alt sınır *Clypeina jurassica* Favre'in ilk ortaya çıkışı, üst sınır ise *Conicokurnubia orbitoliniformis* Septfontaine'in son görünüşü ile sınırlanır. Aszonun tanımı Altiner (Kazancı ve diğerleri içinde) 1985'de verilenden biraz farklıdır. Aszonun üst sınırını belirleyen *Campbelliella striata* Carozzi'nin ilk ortaya çıkışı bu çalışmada tanımlanan sınırın biraz altında olup ilk ortaya çıkış daha az belirgindir. Bu cihetle daha belirgin bir sınır olan *Conicokurnubia*'nın yok oluşu bu sınırı tanımlayan biyolojik olay olarak seçilmiştir. Bu aszonda çok sayıda bentik foraminifera ve dasiklad alg taksonu ortaya çıkar ve yok olurlar. Bunlar arasında *Alveosepta* gr. *jaccardi* Schrodt, *Kilianina lata* Oberhauser, *Kurnubia* ex gr. *palastiniensis* Henson, *Conicokurnubia orbitoliniformis* Septfontaine, *Parurgonina caelinensis* Cuvillier, Foury ve Pignatti Morano, *Valvulina lugeoni* Septfontaine gibi türler sayılabilir. Bu aszonda bulunan dasiklad algler ise *Campbelliella striata* Carozzi, *Clypeina jurassica* Favre, *Otternstella ? anici* Nikler ve Sokac, *Otternstella arabica*

Elliott, *Otternstella lemmensis* Bernier, *Rajkaella bartheli* Bernier ex Granier ve Berthou türleri ile temsil edilir. *Salpingoporella annulata* Carozzi ve *Clypeina jurassica* Favre bu aszonda bazan son derece bol olarak bulunur.

Campbelliella striata Aszonu (J4b): Bu aszon Portlandiyen-alt Berriaziyen'i temsil eder. Çalışılan istiflerden Fele'deki 1 nolu kesitte FO-72 ve FO-135, Hadim (Polat) kesitinde YO-154 ve YO-106 ve Akseki kesitinde ise AS-1 ve AS-44 örneklerinin sınırladığı aralıklarda tanımlanmıştır. Aszonun alt ve üst sınırları *Conicokurnubia orbitoliniformis* Septfontaine ve *Campbelliella striata* Carozzi ve *Clypeina jurassica* Favre'in son ortaya çıkışları ile tanımlanır. Bu aszon içinde yok olan türler arasında en önemlileri olarak *Parurgonina caelinensis* Cuvillier, Foury ve Pignatti Moreno, *Rectocyclammina* sp., *Campbelliella striata* Carozzi ve *Clypeina jurassica* Favre sayılabilir. *Haplophragmoides joukowskyi* Charollais, Brönnimann ve Zaninetti ve *Salpingoporella pygmae* Guembel ilk defa ortaya çıkar. *Haplophragmoides joukowskyi* Charollais, Brönnimann ve Zaninetti'nin aszonun üst sınırına yakın olan bir seviyede ortaya çıkışı Altiner (1991) ve Altiner ve Özkan (1991) tarafından calpionellid zonlarından C içinde olduğu, yani erken Berriaziyen'in üst kesimlerine karşılık geldiği ortaya konulmuştur. Bu gözlem bu aszonun üst sınırının erken Berriaziyen içine yerleştirilmesini şüphesiz ki desteklemektedir.

Salpingoporella annulata Zonu (K1): Berriaziyen-üst Hotriviyen aralığını temsil eden bu zon Fele'deki 1 nolu kesitte (FO-135 ve FO-199 örnekleri arası), Hadim (Polat) (YO-106 ve YO-47 örnekleri arası) ve Akseki (AS-44 ve AS-101 örnekleri arası) kesitlerinde tanımlanmıştır. Fele'deki 2 nolu kesitte (FM-155 ve FM-208 örnekleri arası) ve Üzümlü (UN-1 ve UN-60 nolu örnekleri arası) kesitlerinde zon kısmen ortaya konulmuştur (Şekil 6). Bu zonun alt sınırı *Campbelliella striata* Carozzi ve *Clypeina jurassica* Favre, üst sınırı ise *Salpingoporella annulata* Carozzi'nin yok

oluşları ile belirlenir. *Earlandia conradi* Arnaud-Vanneau, *Belorussiella* sp., *Montsalevia salevensis* (Charollais, Brönnimann ve Zaninetti), *Cuneolina tenuis* Velic ve Gusic, *Salpingoporella annulata* Carozzi ve *Salpingoporella pygmae* Guembel zon içinde yok olurlar. İlk defa ortaya çıkan türler ise *Montsalevia salevensis* (Charollais, Brönnimann ve Zaninetti), *Cuneolina tenuis* Velic ve Sokac, *Mayncina* sp., *Clypeina parasolkani* Farinacci ve Radoicic, *Salpingoporella cemi* Radoicic, *Salpingoporella piriniae* Carras ve Radoicic, *Salpingoporella genevensis* Conrad ex Paraturlon ve Radoicic olarak sıralanabilir. Bu zon içinde tanımlanan *Montsalevia salevensis* (Charollais, Brönnimann ve Zaninetti)'nin stratigrafik dağılımı bu aralıkta Valanjiniyen katını tanımlamakta önemlidir (Şekil 6). Altiner (1991) ve Altiner ve Özkan (1991)'e göre bu form en erken Valanjiniyen'de calpionellid zonu E'nin hemen altında D3 aszonu içinde ortaya çıkar ve türün son ortaya çıkışı ise calpionellid zonu F'in hemen üzerinde, yani geç Valanjiniyen'dedir.

Bu çalışmada Altiner (Kazancı ve diğerleri içinde) 1985 ve Altiner ve diğerleri (1986) tarafından *Salpingoporella annulata*-*Salpingoporella katzeri* türleri ile adlanan zon *Salpingoporella annulata* olarak değiştirilmiştir.

Vercorsella scarsellai-*Salpingoporella dinarica* Zonu (K2): Bu zon üst Hotriviyen-alt Apsiyen aralığını temsil eder (Şekil 6). Alt sınırı *Vercorsella scarsellai* (De Castro) ve *Campanellula capuensis* De Castro'nun ilk ortaya çıkışları, üst sınırı ise *Vercorsella scarsellai* (De Castro), *Salpingoporella dinarica* Radoicic gibi formlarla çok sayıda foraminifer ve alg türünün yok oluşu ile tanımlanır. Zonun tamamı Fele'deki 1 nolu (FO-119 ve FO-257 örnekleri arası), 2 nolu (FM-208 ve FM-264 örnekleri arası) ve Üzümlü (UN-60 ve UN-220 örnekleri arası) kesitlerinde tanınmıştır. Seydişehir (Madenli) (SZ-1 ve SZ-57 örnekleri arası), Hadim (Polat) (YO-47 ve YO-1 örnekleri arası) ve Akseki (AS-101 ve AS-115 örnekleri arası) kesitlerinde ise kısmen

tanınmıştır (Şekil 6). Bu zonda bulunan foraminifer türlerinin çoğu bu zonun sınırları içinde ortaya çıkar veya yok olurlar. Bunlar *Campanellula capuensis* De Castro, *Debarina hohounerensis* Fourcade, Raoult ve Vila, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni, *Vercorsella scarsellai* (De Castro), *Voloshinoides murgensis* Luperto-Sinni ve Masse, *Pseudolituonella conica* Luperto-Sinni ve Masse, “*Aulotortus*” sp., *Trocholina* sp., *Nezzazata* veya *Valvulammina* sp. gibi formlardır. Bunların yanında zon içinde *Bolivinopsis* spp., *Lituola* sp., *Glomospira* sp. Miliolidae gibi daha geniş stratigrafik dağılıma sahip formlarda bulunur. Zon dasıklad alg toplulukları açısından da zengindir. Bu zon içinde belirlenenler *Clypeina parasolkani* Farinacci ve Radoicic, *Clypeina ? solkani* Conrad ve Radoicic, *Clypeina nigra* Conrad ve Peybernes, *Salpingoporella cemi* Radoicic, *Salpingoporella piriniae* Carras ve Radoicic, *Salpingoporella muehlbergi* Lorenz, *Salpingoporella katzeri* Conrad ve Peybernes, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Salpingoporella circassa* Farinacci ve Radoicic ve *Salpingoporella biokovenski* Sokac ve Velic, *Actinoporella podolica* Alth, *Epimastoporella ? pedunculata* Jaffrezo, Poisson ve Akbulut gibi türlerdir.

Campanellula capuensis Aszonu (K2a): Bu aszon üst Hotriviyen-alt Barremiyen’i temsil eder (Moullade ve diğerleri, 1985) ve sınırları *Campanellula capuensis* De Castro’nun ilk ve son ortaya çıkışı ile tanımlanır (Şekil 6). Çalışılan kesitler arasında tam olarak Fele’deki 1 nolu (FO-199 ve FO-226 örnekleri arasında), 2 nolu (FM-208 ve FM-231 örnekleri arası) ve Üzümlü (UN-60 ve UN-139 örnekleri arası) kesitlerinde tanınmıştır. Hadim (Polat) (YO-47 ve YO-1 nolu örnekler arası) ve Akseki (AS-101 ve AS-115 örnekleri arası) kesitlerinde ise kısmen ortaya konulmuştur. Aszonda ilk defa ortaya çıkan foraminifer ve dasıkladlar *Campanellula capuensis* De Castro, *Cuneolina camposauri-laurentii* Sartoni ve Crescenti, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni, *Vercorsella scarsellai* (De Castro),

Salpingoporella katzeri Conrad ve Radoicic, *Clypeina ? solkani* Conrad ve Radoicic, *Salpingoporella cemi* Radoicic ve *Salpingoporella muehlbergi* Lorenz gibi türlerden oluşur. *Haplophragmoides joukowskyi* Charollais, Brönnimann ve Zaninetti, *Salpingoporella biokovenssis* Sokac ve Velic ve *Actinoporella podolica* Alth gibi türler bu aszonda yok olurlar.

Adlanmamış aszon (K2 ?): K2 zonu içinde henüz adlanmamış bu aszon alt ve üst Barremiyen'i temsil eder ve Fele'deki 1 nolu (FO-226 ve FO-247 örnekleri arası), 2 nolu (FM-231 ve FM-252 örnekleri arası) ve Üzümlü (UN-139 ve UN-190 örnekleri arası) kesitlerinde tanınmıştır. Bu adlanmamış aralığın sınırları altta *Campanellula capuensis* De Castro'nun yok oluşu, üstte ise *Voloshinoides murgensis* Luperto-Sinni ve Masse'in ilk ortaya çıkışı ile tanımlanır. Bu aszonda "Aulotortus" sp., *Debarina ?* sp., *Cuneolina camposauri-laurentii* Sartoni ve Crescenti, *Glomospira* sp., *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni, *Spiroloculina* veya *Cornuspira* sp., *Vercorsella scarsellai* (De Castro), *Cylindroporella sugdeni* Elliott, *Epimastoporella ? pedunculata* Jaffrezo, Poisson ve Akbulut ve *Salpingoporella circassa* Farinacci ve Radoicic gibi dasiklad alg ve foraminifer türleri bulunur. *Clypeina parasolkani* Farinacci ve Radoicic, *Salpingoporella pirinae* Carras ve Radoicic, *Salpingoporella muehlbergi* Lorenz ve *Salpingoporella katzeri* Conrad ve Radoicic gibi algler ise bu adlanmamış aralıkta tamamen yok olurlar.

Altiner (Kazancı ve diğerleri içinde) 1985 ve Altiner ve diğerleri (1986) tarafından ortaya konulan *Campanellula capuensis* Aszonu'nun üst sınırının tanımının değiştirilmesi ile ortaya çıkan bu aralık şimdilik adlanmamış bir aszon olarak bırakılmaktadır.

Voloshinoides murgensis Aszonu (K2b): Bu aszon Altiner (Kazancı ve diğerleri içinde) 1985 ve Altiner ve diğerleri (1986) tarafından "Pseudotextulariella

septfontainei” aszonu olarak adlanmış, fakat adı geçen aszon belirleyicisinin taksonomik bir revizyon ile (Luperto-Sinni ve Masse, 1993) adının değiştirilmesi üzerine bu çalışmada *Voloshinoides murgensis* Aszonu olarak tanımlanmıştır. Bu aszon alt Apsiyen’i temsil eder ve çalışılan Fele 1 nolu (FO-247 ve FO-257 örnekleri arası), 2 nolu (FM-252 ve FM-264 örnekleri arası), Üzümlü (UN-190 ve UN-220 örnekleri arası) ve Seydişehir (Madenli) (SZ-1 ve SZ-57 örnekleri arası) kesitlerinde tanınmıştır. Fele yöresindeki kesitlerde zonu belirleyen takson bulunmamasına rağmen tipik alt Apsiyen foraminifer ve dasiklad alg topluluğu bu kesitlerde *Voloshinoides murgensis* Kronozonu’nun varlığını ortaya koymuştur. Aszonun alt sınırı *Voloshinoides murgensis* Luperto-Sinni ve Masse’in ilk ortaya çıkışı ile belirlenmesine rağmen üst sınır bu türle beraber çok sayıda foraminifer ve dasiklad algin yok oluşu ile belirlenir. Bunlar *Debarina hohounerensis* Fourcade, Roullet ve Vila, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni, *Vercorsella scarsellai* (De Castro), *Pseudolituonella conica* Luperto-Sinni ve Masse, “*Aulotortus*” sp., *Salpingoporella dinarica* Radoicic türleridir. Bu zonda ayrıca *Cuneolina camposauri-laurantii* Sartoni ve Crescenti, *Sabaudia* sp., *Lituola* sp., *Nezzazata* veya *Valvulammina* sp., *Bolivinopsis* spp., *Mayncina* sp. ve değişik Miliolidae türleri ile dasikladlardan *Chypeina nigra* Conrad ve Peybernes’de bulunmaktadır.

Cuneolina gr. *pavonia*-Miliolidae 1 Zonu (K3): Bu zon Altiner (Kazancı ve diğerleri içinde) 1985 ve Altiner ve diğerleri (1986) tarafından verilen tanıma tamamen uygun olarak ortaya konulmuştur. Zon bu çalışmada, üst Apsiyen-orta Senomaniyen’i temsil etmekte olup Fele’deki 1 nolu (FO-257 ve FO-327 örnekleri arası) ve 2 nolu (FM-264 ve FM-332 örnekleri arası) kesitlerde bu çalışmanın tanımı içindeki tamamı tanınmıştır (Şekil 6). Üzümlü (UN-220 ve UN-257 örnekleri arası) ve Seydişehir (Madenli) (SZ-57 ve Sz-112 örnekleri arası) kesitlerinde ise kısmen temsil

edilmektedir. Zonun alt sınırı Miliolidae 1, *Cuneolina* gr. *pavonia* D'Orbigny, *Pseudonummoloculina heimi* (Bonet) gibi formların ilk ortaya çıkışı ile tanımlanır. Üst sınırı çalışmanın bir sekans sınırında bitirilmesi dolayısı ile tespit edilememiştir. Bu zonda zon belirleyicilerinden başka bir çok foraminifer ve dasiklad türü ilk defa ortaya çıkar. Bunlar *Chrysalidina gradata* D'Orbigny, *Nezzazatinella* ? sp., *Dictyoconus algerianus* Cherchi ve Schroeder, *Nezzazata* cf. *simplex* Omara, *Vercorsella arenata* Arnaud-Vanneau, *Salpingoporella hasi* Conrad, Radoicic ve Rey ve *Cylindroporella taurica* Conrad ve Varol türleridir. Bu türlerden *Dictyoconus algerianus* Cherchi ve Schroeder tipik bir alt Albiyen belirleyicisidir. *Chrysalidina gradata* D'Orbigny ise Lübnan (Saint-Marc, 1973) ve Yunanistan'da (Decrouez, 1976) üst Albiyen'den itibaren ortaya çıkmaktadır (Şekil 6).

Bu zonda bulunan diğer foraminifer ve dasiklad alg türleri *Cuneolina camposauri-laurentii*, *Sabaudia* sp., *Mayncina* sp., *Trochamminoides* sp., *Valvulammina* sp., *Nezzazata* veya *Valvulineria* sp., çeşitli Miliolidae, *Cylindroporella* cf. *barnesii* Johnson, *Kopetdagaria* cf. *sphaerica* Maslov, *Acroporella radoicicae* Conrad, Paraturlon ve Radoicic gibi taksonlardır. Zonda ayrıca *Cretaciclodus minervinus* Luperto-Sinni, *Muneria grambasti sarda* Cherchi gibi dasiklad olmayan algler, *Microcodium* benzeri organizmalar ve Charophyta bulunmaktadır.

2.3. Çalışılan Yörelere

Bu raporun amacında ortaya konulduğu gibi, yani “Batı Toroslar’ın belli yörelerinde Geç Jura (Kimmeridciyen ve sonrası)-Geç Kretase (Senomaniyen) yaşlı gelgit çevresi birimlerinde oluşmuş devirsel (cyclic) karbonat çökellerini ve karbonat istiflerinin anatomisini tanımlamak ve bu çökellerin oluşma sebebini yörüngesel, östatik veya bölgesel tektonik olaylar çerçevesinde değerlendirmek” için Batı Toroslar’ın beş

yöresinde çalışma yapılmıştır. Bu yörelerde, kireçtaşı istiflerinin anatomisi ve devirsel çökeller üzerine mümkün olduğu kadar arazide doğrudan gözlem yapılmış ve bunu yapabilmek için de yöreler platform içi istifleri içeren Geyik Dağı Birliği'nden seçilmiştir (Şekil 3). Aşağıda Beyşehir Gölü kuzeyi (Fele), Beyşehir Gölü güneyi (Üzümlü), Seydişehir (Madenli), Hadim (Polat) ve Akseki yöreleri ayrı ayrı tanıtılacak ve bu yörelerde yapılan çalışmalar ortaya konulacaktır.

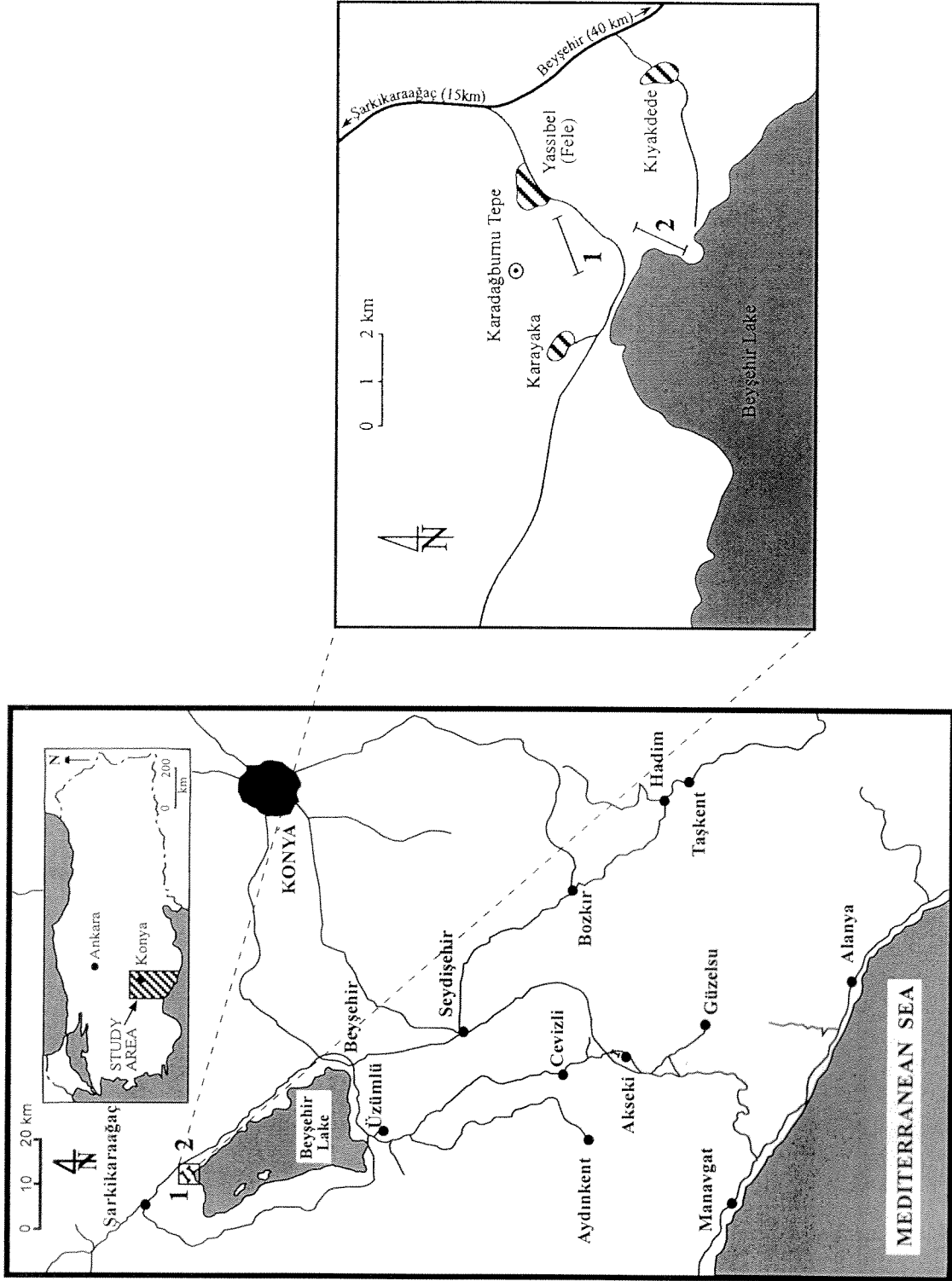
2.3.1. Fele (Yassıbel) Yöresi

2.3.1.1. Coğrafik Konum

Bu projede amaca uygun olarak incelenen iki stratigrafik kesit Beyşehir Gölü'nün kuzey kıyılarına kadar yüzeyleyen mostralar üzerinde ölçülmüştür (Şekil 7, 1 ve 2 nolu kesitler). Kesitlerin ölçüldüğü Fele (Yassıbel) köyünün batı ve güneyindeki alanları içeren bu yöreye, güneyde Beyşehir ilçesine 40 km, kuzeyde Şarkikaraağaç ilçesine 15 km mesafede bulunan Felepınar mevkiinden güneybatıya dönen yolun 2-3 km sinde erişilmektedir (Şekil 7). Çalışılan iki kesit vadi boyunca giden yolun kuzeyinde ve güneyindeki yamaçlarda ölçülmüştür.

2.3.1.2. Yöresel Jeoloji ve Stratigrafi

Geyik Dağı Birliği'nin Beyşehir Gölü uzeyinde yüzeyleyen mostraları aslında Sultan Dağları'nın güneybatıya bakan istifleri ile temsil edilmekte ve bunlar daha güneyden Monod (1977) tarafından tanımlanan "Beyşehir-Hoyran Napları" tarafından sınırlanmaktadır (Şekil 3, Beyşehir Gölü kuzeyindeki allokton birliklerin basitleştirilmiş dağılımı). Bu bölgedeki istif, özellikle Felepınar-Yalvaç-Şarkikaraağaç hattı boyunca Özgül ve diğerleri (1991) tarafından Sultan Dağı Birimi olarak adlanmış ve Kambriyen-Eosen yaşlı kayalar üç ana kaya grubuna ayrılmıştır. Bunlar altta karbonat ve



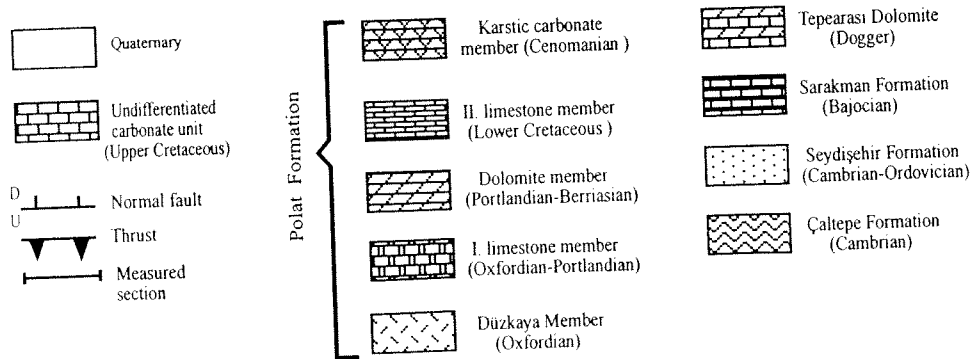
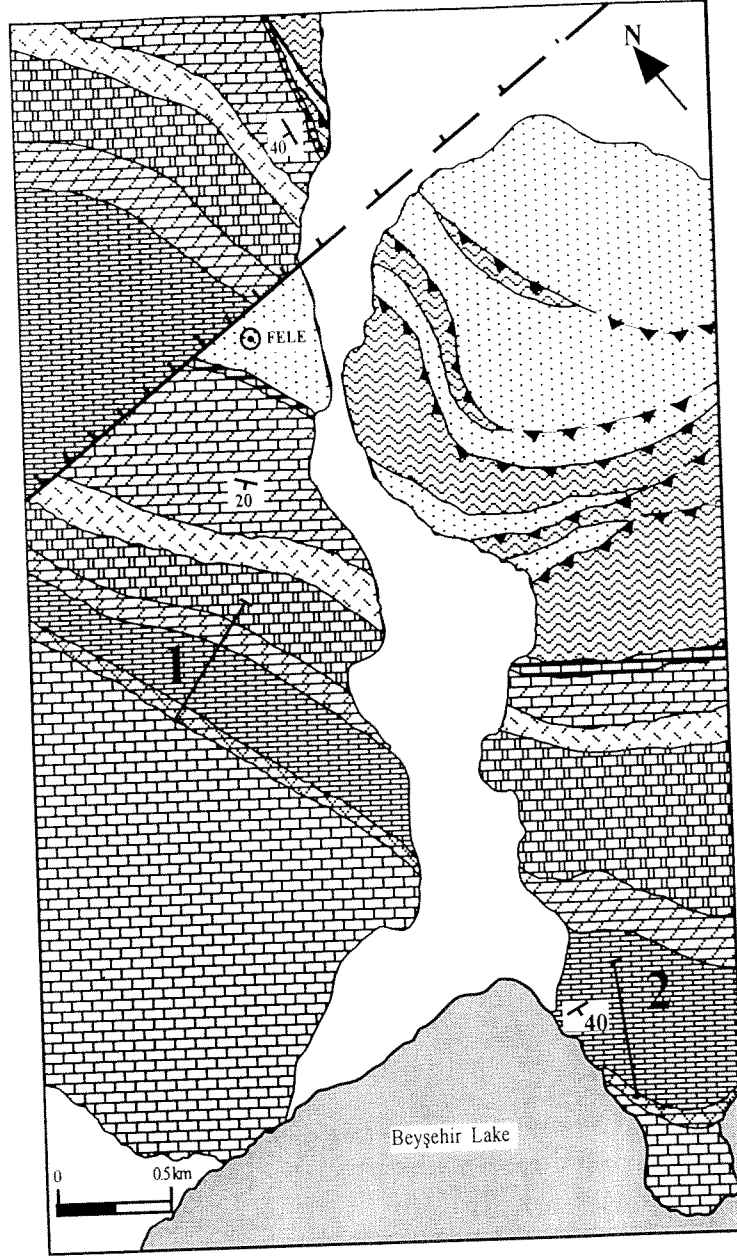
Şekil 7. Fele (Yassibel) yöresinin ve yörede ölçülen 1 ve 2 nolu kesitlerin coğrafik konumu.

silisiklastiklerden oluşan Kambriyen ve Ordovisiyen yaşlı Çaltepe ve Seydişehir Formasyonları, konglomera, diğer silisiklastikler ve pelajik kireçtaşlarından oluşan Triyas yaşlı Pınarbaşı, Taraşçı ve Sarpıar Dere Formasyonları ve üstte ise kumtaşı, kumlu kireçtaşı, kireçtaşı, dolomit, bazalt ve filiş tipi kayalardan oluşan Doger-Eosen yaşlı formasyonları içeren kaya gruplarıdır (Şekil 8). Bu kaya topluluğu Eosen içinde (Lütesiyen) “Beyşehir-Hoyran Napları”nın Paleozoyik ve Mesozoyik kayaları ile tektonik olarak üzerlenmiş, daha sonra ise kıvrılarak yüzeyleyen bölge Neojen ve Kuvaterner yaşlı karasal birimler ile örtülmüştür.

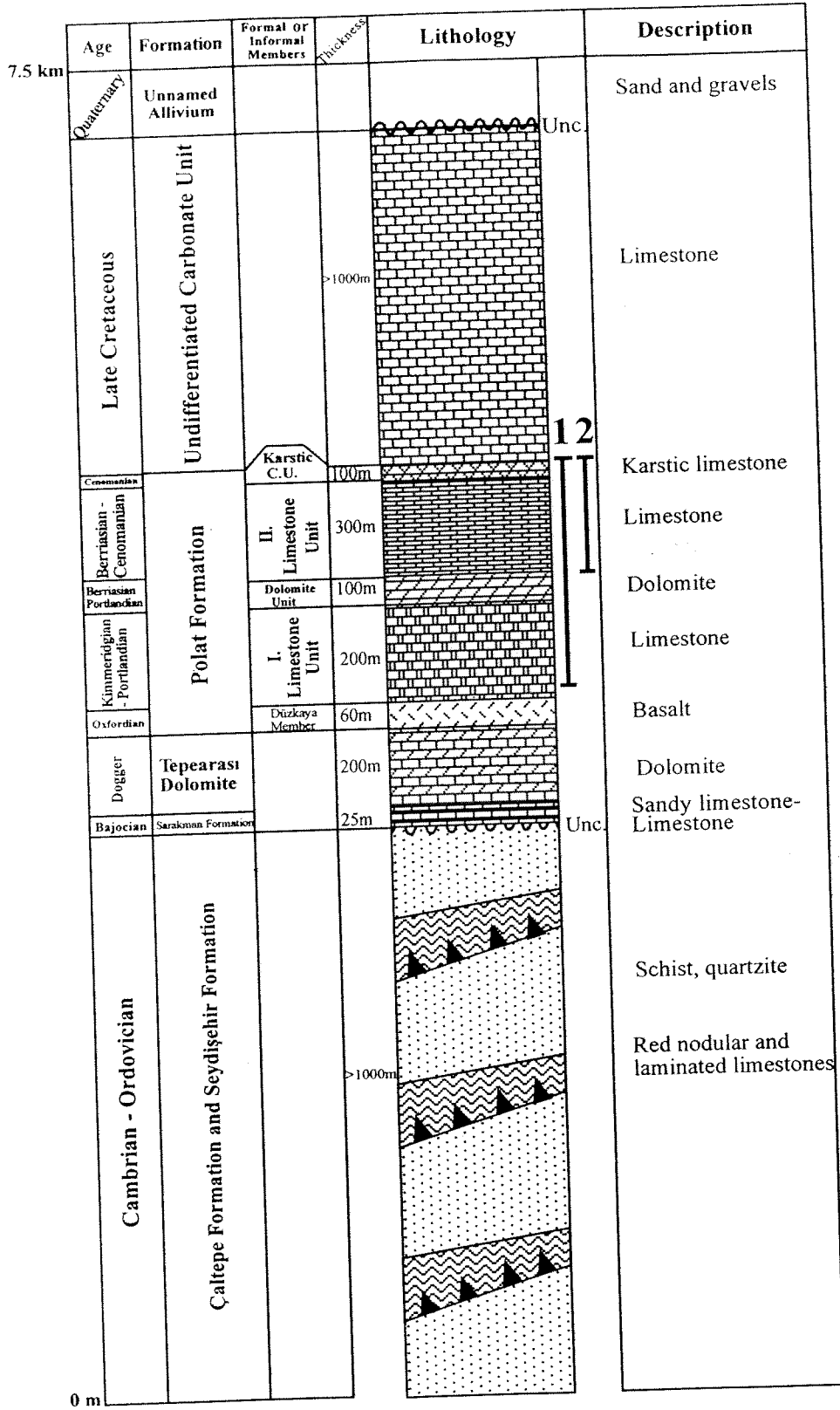
Bu çalışmada ele alınan devirsel çökellerin bölgesel veya yöresel jeoloji içindeki konumunu ve önemini daha iyi kavramak ve anlatmak için çalışılan 1 ve 2 nolu kesitleri içine alan ve Fele (Yassıbel) köyü kuzeylerinden Beyşehir Gölü kuzey kıyılarına kadar yaklaşık 20 km²'lik bir alan 1/25000 lik ölçekte haritalanmıştır. Bu alandaki mostralalar altta son derece tektonize olmuş Kambro-Ordovisiyen birimleri ile bunların üzerine bir diskordans düzeyinden sonra oturan Mesozoyik yaşlı, özellikle karbonat kayaların hakim olduğu bir istif ve bunları örten Kuvaterner alüvyonlardan oluşmaktadır (Şekil 9). Alt Paleozoyik birimleri, tamamen rekristalize olmuş gri-koyu gri renkli, stromatolitik kireçtaşı ve dolomitik düzeyleri ile kızılımsı kahverengi, belki nodüler kireçtaşlarından oluşan Kambriyen yaşlı Çaltepe Formasyonu (Dean ve Monod, 1970) ve bunu stratigrafik olarak örten kuvars arenitik kumtaşları, silttaşları ve şeyil litolojilerinden oluşan Seydişehir Formasyonu (Blumenthal, 1944) tarafından temsil edilmektedir. Yörenin kuzey kesimlerinde yüzeyleyen Çaltepe ve Seydişehir Formasyonları, oluşturdukları bindirmeli yapılar içinde defalarca tekrarlanmaktadır (Şekil 9-10). Mesozoyik yaşlı karbonatların tabanındaki Bajosiyen katından önce oluşmuş bu bindirmeli yapılar Toroslar ölçeğinde değerlendirildiği zaman bunların Toroslar'ı etkileyen Triyas tektonizması ilişkili olduğu anlaşılmaktadır (Akay, 1981).

Age	Lithology	Formation/Member	Description
Quaternary- Neogene			Sandstones, conglomerates volcanics
Paleozoic - Mesozoic			Siliciclastics, carbonates and ophiolitic rock units (Beyşehir-Hoyran nappes)
Eocene		Celeptas Formation	Siliciclastic flysch sequence
Paleocene		Hodulca Limestone	Pelagic limestones
Upper Cretaceous - Malm		Unnamed Interval	Rudist and pelagic limestones
		Polat Limestone	Stromatolitic, dolomitic peritidal limestones
Oxfordian		Düz kaya member	Basalt
Dogger		Tepearası Dolomite	Dolomite
		Sarakman Formation	Sandstones and sandy limestones
Carnian		Sarpiardere Formation	Siliciclastics
Ladinian		Tarasçı Formation	Pelagic limestones
Anisian		Pınarbaşı Formation	Conglomerates and siliciclastics
Ordovician		Seydişehir Formation	Siliciclastics
Cambrian		Çaltepe Formation	Nodular or stromatolitic limestones or dolomites

Şekil 8. Sultan Dağı Birimi'nin Sultan Dağları'nın güneybatıya bakan alanlarındaki genelleştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesiti (Özgül ve diğerleri, 1991'den değiştirilerek çizilmiştir). Fele yöresinde çalışılan 1 ve 2 nolu kesitlerin kronostratigrafik pozisyonu kalın siyah çizgi ile belirtilmiştir (şekil ölksizdir).



Şekil 9. Fele (Yassibel) yöresinin jeoloji haritası ve ölçülen 1 ve 2 nolu kesitlerin Polat Formasyonu içindeki konumu



Şekil 10. Fele (Yassibel) yöresinin genelleştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesiti ve 1 ve 2 nolu kesitlerin Polat Formasyonu içindeki konumu.

Çalışılan yörede Alt Paleozoyik istiflerini uyumsuzlukla örten Mesozoyik kayaları Jura ve Kretase yaşlıdır. İstif tabanda demir oksit ve kalsiyum karbonat çimentolu kuvars arenitik kumtaşları ile başlamakta ve yaklaşık 25 m kalınlığında bir kireçtaşı birimi halinde devam etmektedir. Sarakman Formasyonu (Monod, 1977) olarak bilinen bu birim, içerdiği alg ve foraminiferlerle aynı yöredeki bir çalışma ile Bajosiyen katına ait olduğu belirlenmiştir (Altınar, 1989).

Sarakman Formasyonu üzerine gelen istif dolomitten yapıli, yaklaşık 200 m kalınlığında bir birimdir. Altınar (1989) tarafından bu yörede Doger'in iki foraminifer zonuna karşılık geldiği belirtilen ve Monod (1977) tarafından Tepearası Dolomiti diye adlanan bu birim Doger yaşlıdır.

Fele yöresi jeolojisinin en enterasan noktalarından birisi de Mesozoyik karbonat istifi arasına bir bazalt düzeyinin arakatılanmasıdır (Şekil 9-10). Konumu Oksfordiyen olarak belirlenen bu magmatik birim yörede yaklaşık 60 m kalınlıktadır. Bu birim Beyşehir Gölü kuzeyinde daha önceleri Polat Formasyonu ile sinonime koyduğumuz Hacialabaz Formasyonu içinde Düzkaya Üyesi olarak tanımlanmıştır (Özgül ve diğeri, 1991).

Polat Formasyonu'nun (Özgül, 1997) tabanına yerleştirilen Düzkaya Üyesi'nin üzerinde formasyon oluşturan karbonatlar yaklaşık 600 m kalınlığa ulaşmakta ve 4 değişik birimden oluşmaktadır. Bu birimlerden "I. limestone member" (I. kireçtaşı üyesi) diye ayırdığımız kireçtaşı birimi içinde breşli düzeylerin yer aldığı, gri-bej renkli, dasıklad alg ve foraminiferli bir istiftir. Bu kalın-orta-ince tabakalı kireçtaşları ayrıntılı ölçülen kesitte gözlenenlere ve Altınar (1989)'daki paleontolojik tayinlere göre Oksfordiyen-Kimmeridciyen-Portlandiyen yaşındadır. Bu birim daha sonra yaklaşık 100 m kalınlığında koyu gri renkli, iri kristalli, tabakalalanması oldukça kötü ve zor görülebilen bir dolomit birimi ile örtülür (Şekil 9-10). Portlandiyen-Berriaziyen yaşlı bu

dolomit birimi daha üstte ise “II. limestone member” (II. kireçtaşı üyesi) diye adladığımız, breş düzeyleri içeren ve yaklaşık 300 m kalınlıktaki kireçtaşları ile üzerlenmektedir. Gri-beyaz renklerin hakim olduğu algli, foraminiferli veya fosilsiz mikrit, pelletli-yüksek enerjili veya laminalı kireçtaşları Berriaziyen-erken Senomaniyen yaşlıdır.

Yörede Polat Formasyonu'nun en üst düzeyleri bu çalışmada “karstik karbonat üyesi” olarak adlanan (Şekil 9-10) Senomaniyen yaşlı renkli karbonatlar, breşler, tamamen karstik özellikler taşıyan karbonatlar ve bunlarla arakatlı kireçtaşlarından oluşur. Yaklaşık 100 m kalınlığındaki bu birim Altiner (1989)'a göre Senomaniyen yaşlıdır.

Fele yöresinde Senomaniyen yaşlı “karstik karbonat üyesi” üzerinde yüzeyleyen, kalınlığı 1000 m den fazla laminalı, rudistli ve pelajik kireçtaşlarından oluşan ayrıntısına girilmemiş karbonatlar (Şekil 9-10) bu çalışmada “ayrılmamış karbonat birimi” olarak tanımlanmıştır. Altiner (1989) tarafından tayin edilen bentik ve planktonik foraminiferlere göre birimin yaşı en azından Senoniyen-Maastrichtiyen olduğu belirlenmiştir. Ortaya konulamamasına rağmen birimin tabanında Turoniyen katının mevcudiyeti kuvvetle muhtemeldir.

Haritalanan Fele yöresi (Şekil 9) içinde Kambro-Ordovisiyen yaşlı birimlerin oluşturduğu bindirmeli yapıların dışında Fele köyünün hemen hemen kuzeyinden geçen ve GB-KD yönlü normal fay türündeki bir yapı kuzeyde kalan bloğu düşürmekte, Beyşehir Gölü'ne doğru uzanan Jura-Kretase yaşlı istifler fayın kuzeyinde tekrarlanmaktadır.

Yöredeki Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimler, üzerinde Fele köyünün bahçelerinin yer aldığı Kuvaterner yaşlı çakıltaşları ve daha ince klastikler tarafından örtülmektedir.

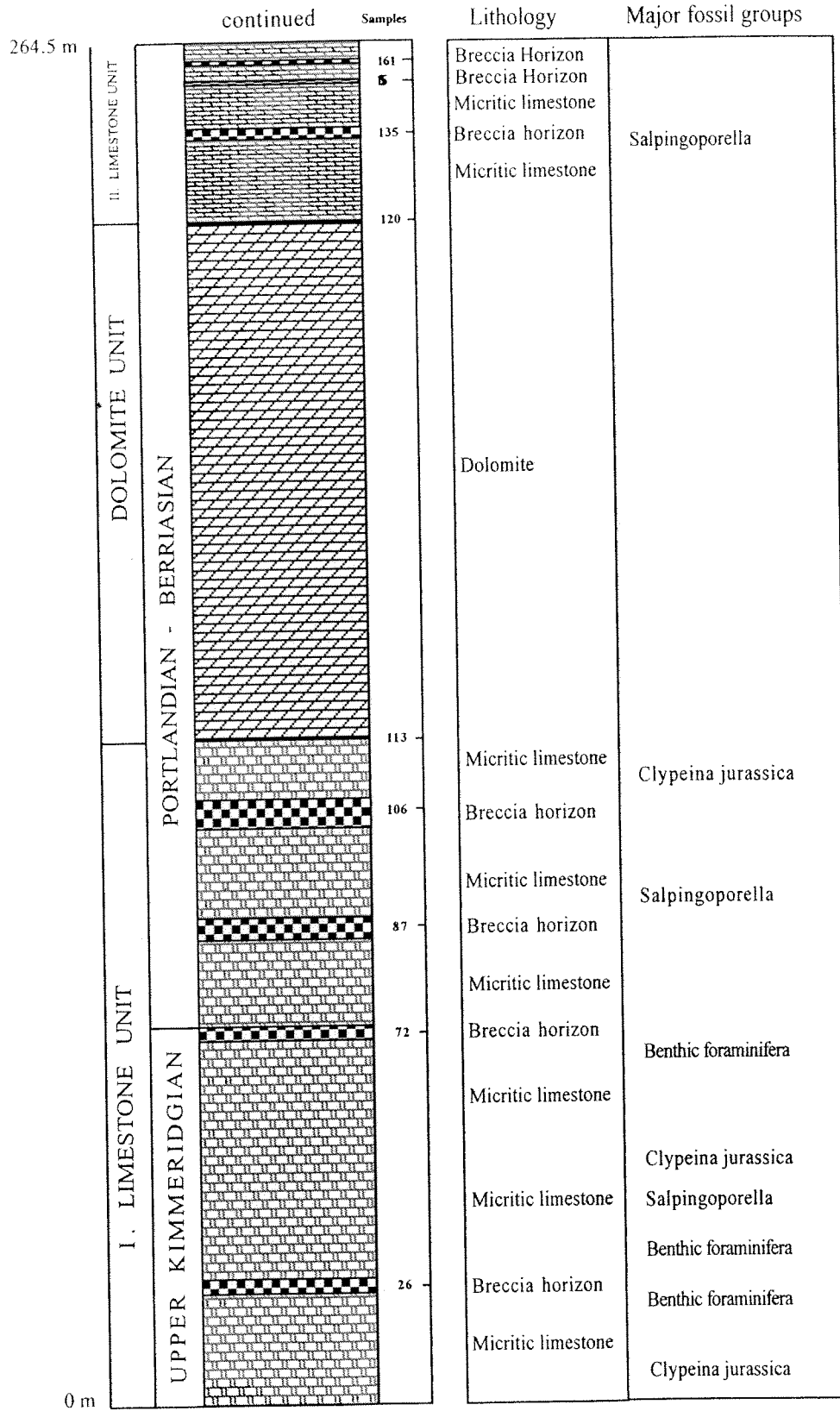
2.3.1.3. Üst Jura (Kimmeridciyen)-Üst Kretase (Senomaniyen) Devirsel Çökelleri

Fele yöresinde bulguların karşılaştırılması açısından yaklaşık 3 km ara ile iki kesit (1 ve 2 nolu kesitler) ölçülmüştür (Şekil 9)

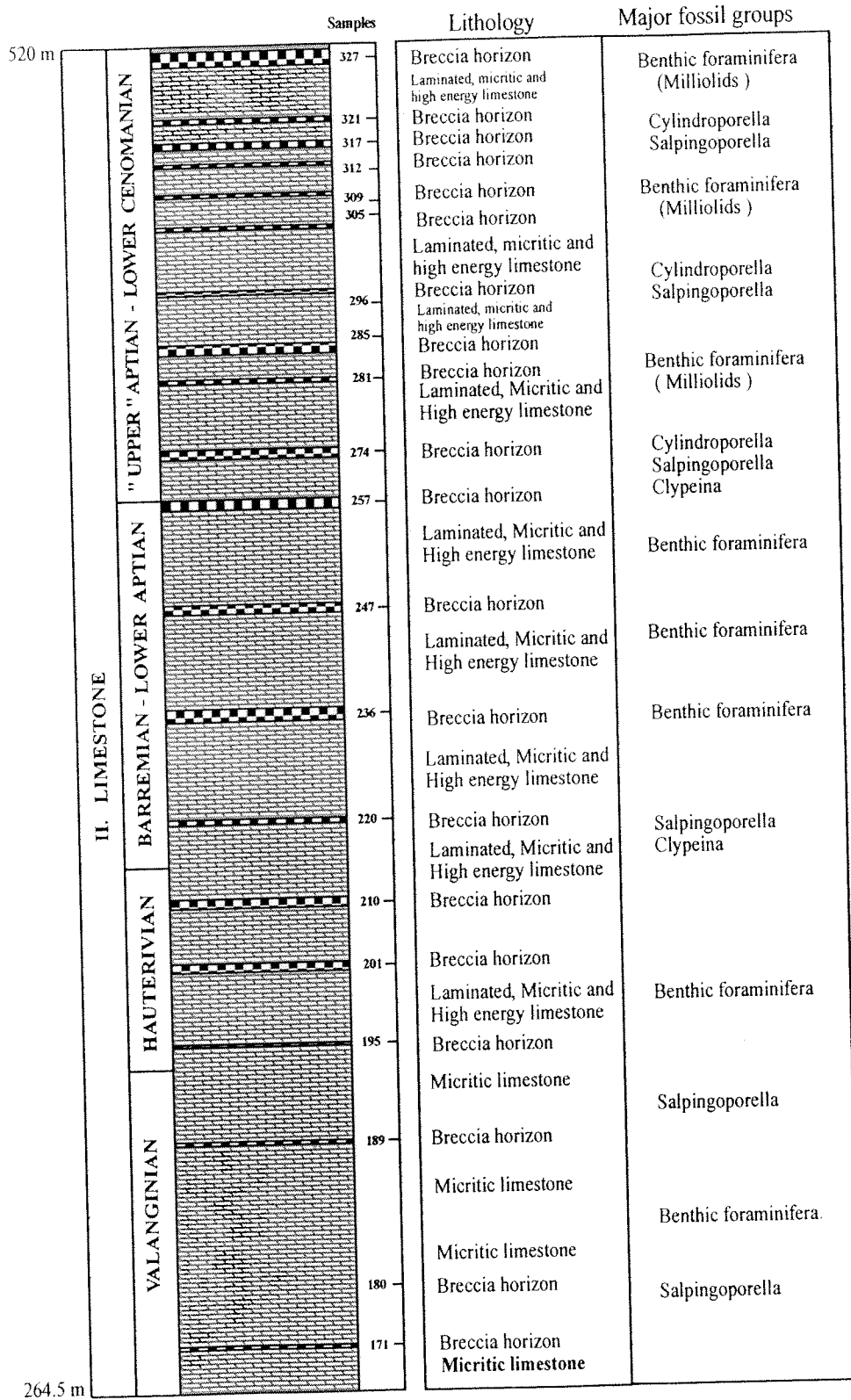
1 nolu kesit: 1196 tabakadan oluşan 520.0 m kalınlığındaki kesit (Şekil 11) Fele yöresinde Üst Jura-Kretase aralığında ayrılan 4 litolojik birimi de içermektedir (Şekil 9). Kesit “I. kireçtaşı üyesi” diye ayrılan birimin Kimmeridciyen katı içinde başlamakta, üstteki “dolomit üyesi” ve “II. kireçtaşı üyesi”ni tamamen içermekte ve bunlarında üzerinde bulunan “karstik karbonat üyesi”nin alt kesiminde bitmektedir.

Şekil 11’de verilen dikme kesit ölçülen istifin son derece basitleştirilmiş bir görüntüsüdür. Kesitin, 99 m lik dolomitik kesimi haricindeki genel görüntüsü alt kesimlerinde (Kimmeridciyen-Valanjiniyen aralığı) mikritik kireçtaşları, üst kesimlerinde ise (Hotriviyen-Senomaniyen aralığı) lamine, mikritik ve pelletli kireçtaşlarının breşli düzeylerle ardalanması şeklinde ortaya konulmaktadır. Bu breşler yerinde (*in situ*) veya çökme (collapse) ile oluşmuş (Esteban ve Klappa, 1983) çakıllardan oluşan fakat içlerinde hiçbir zaman ekstraklastlar taşımayan karstik düzeylerdir (Levha 1, şekil 2; Levha II, şekil 1-2; Levha III, şekil 1-2; Levha IV, şekil 1-2).

Metre ölçeğinde devirsel çökeller: Kesitte karstik breşler arasında gözlediğimiz mikritik, yüksek enerjili veya lamine kireçtaşları olarak tanımlanan basitleştirilmiş litolojiler (Şekil 11) aslında diğer yörelerde ölçülen kesitlerde de gözlediğimiz gibi yüzlerce sayıda ve metre veya onlarca santimetre ölçeğinde tekrarlanan devirsel çökellerden oluşmaktadır. Sekans stratigrafisi terminolojisi içinde sekans hiyerarşisinin dördüncü veya beşinci, hatta daha küçük mertebedeki devirler seviyesinde ele alınabilmiş olan bu çökeller (Vail ve diğerleri, 1991), aslında Van Wagoner ve diğerleri



Şekil 11. Fele (Yassibel) yöresinde üst Kimmeridciyen-Senomaniyen aralığında ölçülen 1 nolu kesitin basitleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri

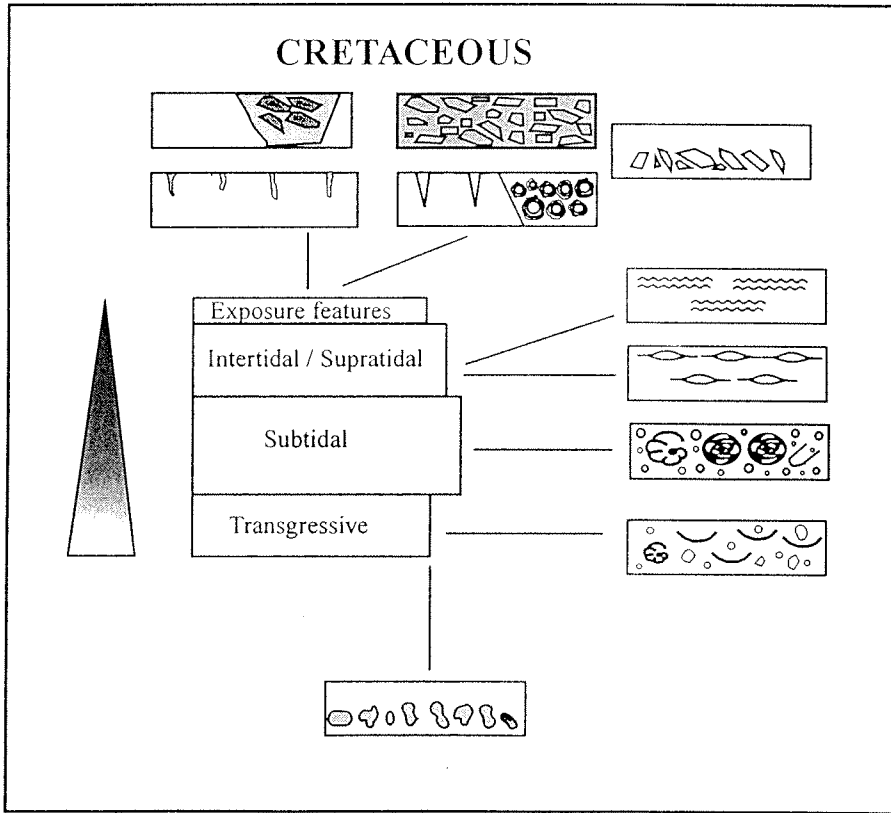
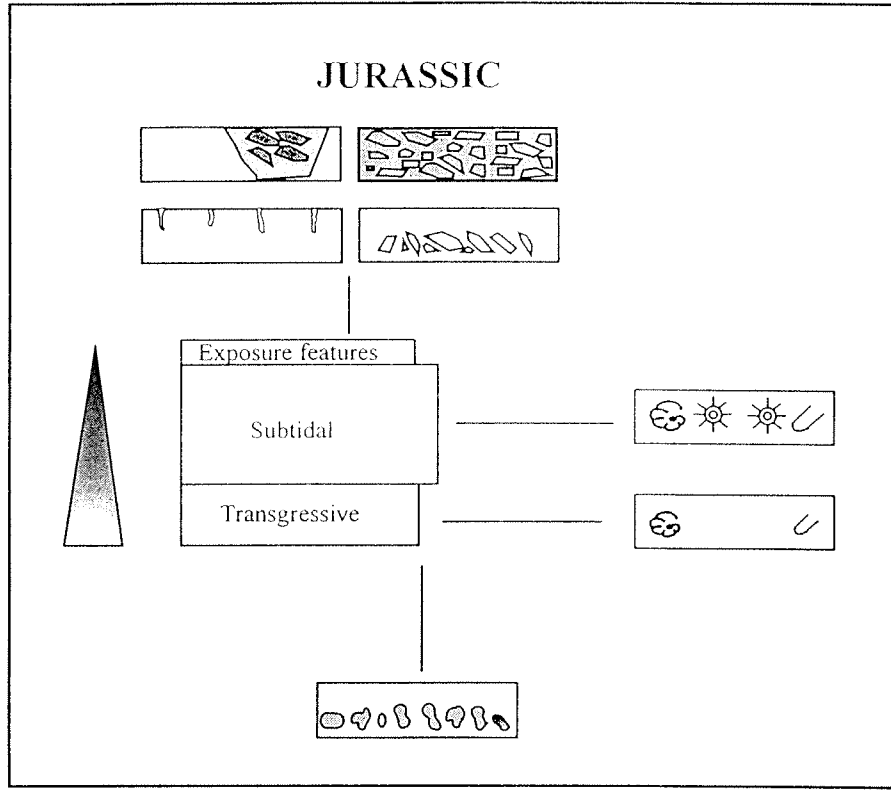


Şekil 11'in devamı.

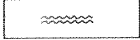

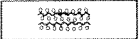





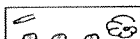
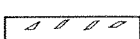



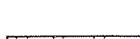

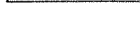

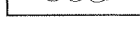
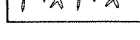
(1988)'in ortaya koyduğu uyumlu ve genetik ilişkili tabaka veya tabaka setlerinden oluşan ve denizel sellenme düzeyleri veya bu düzeylerle korele edilebilen yüzeylerle sınırlı parasekanslara karşılık gelir.

Bu kesitte ortalama kalınlığı 1.5 m olan ve üste doğru sığlaşan bu devirsel çökeller kesitin Jura ve Kretase kısımlarında bazı önemli farklılaşmalar gösterir (Şekil 12). Her iki kısımda da bu devirsel çökeller genellikle su üstü olmuş yüzeyleri veya bir üstteki devirsel çökellin sellenme yüzeyi ile sınırlanmıştır. Bazen de sınırları kesit boyunca tanımlanan sekans sınırları ile de çakışabilir (Levha IV, şekil 1-2).

Üst Jura istiflerinde devirsel çökeller, gelgit çevresi çökellerin fasiyes döngülerini tam olarak göstermezler ve genelde gelgit altı çökellerin hakimiyeti ile tanınırlar (Şekil 12). Gelgit arası ve gelgit üstü fasiyesler çökellerde kayıtlanmamıştır. Üste doğru sığlaşan çökeller tabanda transgresif ve sürüklenme çakılları (Levha V, şekil 1) içeren çökeller veya karbonatlı çamurtaşları ile başlar. Bir üstte, gelgit altı algli (Levha V, şekil 2-3; Levha VI, şekil 2) veya foraminiferli (Levha VI, şekil 1) vaketaşı-istiftaşı fasiyesleri temsil edilen çökeller daha üstte ise karst breşi (Levha I, şekil 2; Levha IV, şekil 1-2), erime düzeyleri (Levha VII, Şekil 1; Levha VIII, şekil 1-3), levha çatlakları (Levha IX, şekil 1), çökme breşi (VII, şekil 2; Levha IX, şekil 3) veya yassı çakıllı konglomera (Levha X, şekil 1) düzeyleri gibi su üstü olma düzeyleri (Şekil 12-13) (Demicco ve Hardie, 1994) ile sınırlanır. Sürüklenme çakılları bir alttaki devirsel çökelin (parasekans) klast ve kırıntılarıdır. İçinde yüzdükleri matrikse göre farklı kompozisyondadır. Yerinde oluşmuş karst breşlerindeki klastlar ise gelgit altı algli vaketaşı veya benzer litolojidedir. Breşlerde gelgit arası veya gelgit üstü tipte bir çakıla veya klasta rastlanılmamıştır. Üst Jura'da gelgit arası veya üstü fasiyese rastlanılmadığının belirtilmesine rağmen kesitte Jura'nın en üst kesimlerine karşılık



Şekil 12. Üste doğru sığlaşan devirsel çökellerin (parasekanslar) Üst Jura ve Alt Kretase gelgit çevresi tipi istiflerdeki genelleştirilmiş görüntüsü.

	Stromatolitik bağlamtaşı (Levha XII, şekil 1-2; Levha, XIII, şekil 2)		"Keystone vug" lı pelletli istif taşı (Levha XI, şekil 2,3)
	Pelletli bağlamtaşı (Levha XIII, şekil 1,3)		Millioid ve diğer foraminiferli tanetaşı (Levha XI, şekil 1)
	Karbonat çamurtaşı (Levha XIV, şekil 1-2)		Karst breşi (Levha I, şekil 2; Levha II, şekil 1-2; Levha III, şekil 1-2; Levha VI, şekil 1-2)
	Bioturbasyonlu çamurtaşı (Levha XV, şekil 3)		Çökme breşi (Levha VII, şekil 2; Levha IX, şekil 3)
	Sürüklenme klastları içeren karbonatlı çamurtaşı (Levha V, şekil 1)		Yassı klastlar (Levha X, şekil 1-2)
	<i>Clypeina jurassica</i>, diğer dasiklad ve foraminifer içeren karbonat çamurtaşı-vaketaşı (Levha V, şekil 2-3)		Erime boşlukları ve yerinde oluşmuş breş (Levha VII, şekil 1; Levha VIII, şekil 3)
	Karofitli vaketaşı-çamurtaşı (Levha XV, şekil 1)		Çamurçatlaklı kireçtaşı (Levha IX, şekil 1-2; Levha XI, şekil 1-3)
	Ostrakodlu vaketaşı-istif taşı (Levha XIV, şekil 4)		Loferit veya fenestre (Levha XIV, şekil 1-3)
	Dasiklad alg, foraminifer ve pelletli vaketaşı-çamurtaşı (Levha VI, şekil 2)		Rizolit (Levha XVII, şekil 2)
			Kaliş (Levha XVII, şekil 1)

Şekil 13. Devirsel çökelerde tanınan fasiyes veya mikrofasiyeslerin sembolleri. Fele yöresinde ve diğer yörelerde çalışılan kesitlerin fasiyes ve mikrofasiyesleri ile ilgili görünüm raporun eklerinde levhalar halinde verilmiştir. Okuyucu fasiyes tanımları için bu levhalara bakmalıdır.

gelen kısımlarında bazı kuş gözü yapılı fenestral kireçtaşları (Levha XIV, şekil 1, 3) (Shinn, 1983a) ve stromatolitik bağlamtaşları (bindstones) (Levha XII, şekil 2; Levha XIII, şekil 2) nadir olarak gözlenmiştir.

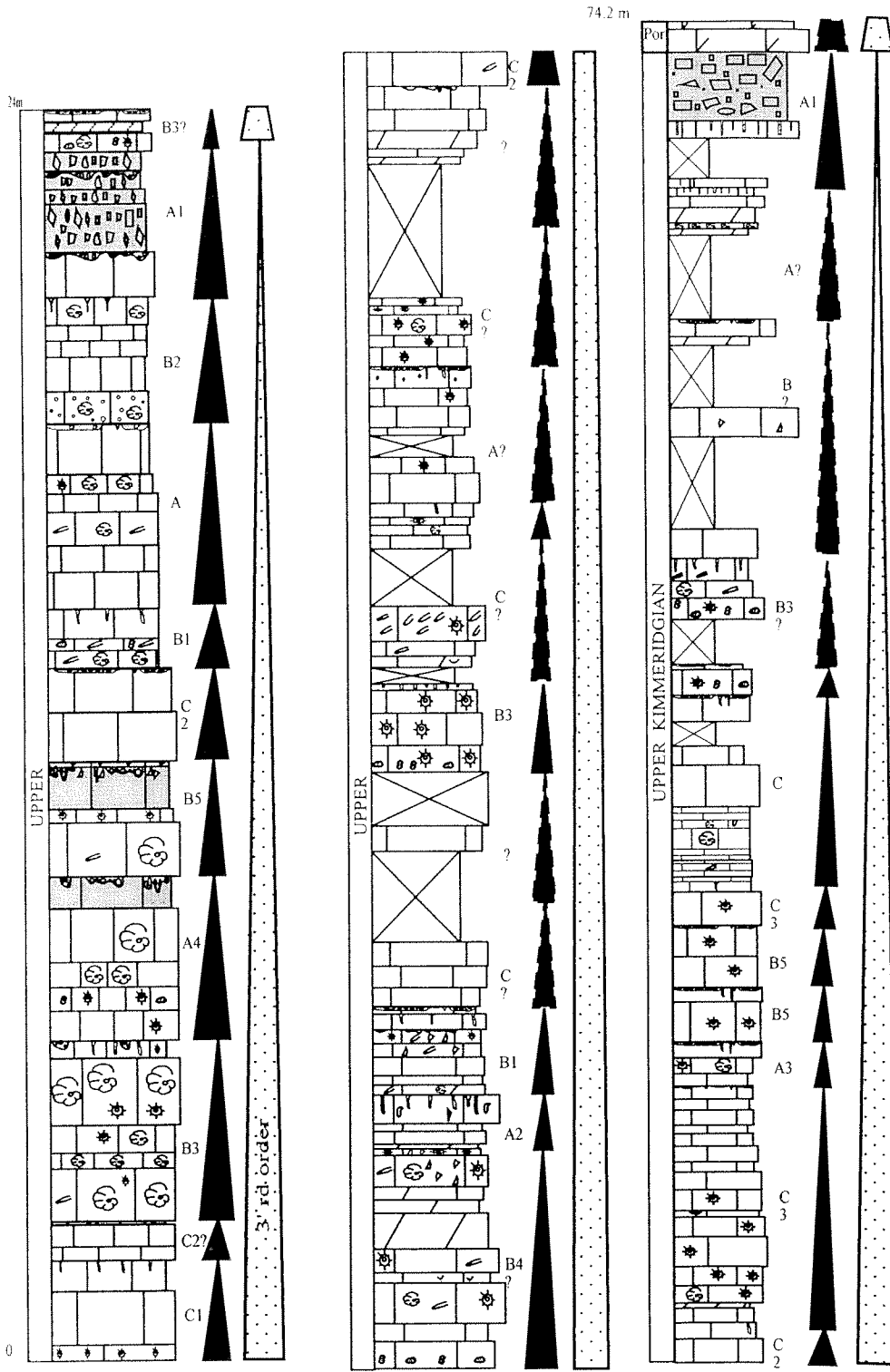
Alt Kretase'deki devirsel çökeller yani parasekanslar üste doğru sığlaşan istiflerden oluşur ve genelde gelgit altı fasiyes tiplerinden gelgit üstü fasiyes tiplerine kadar bütün çeşitleri içerir (Şekil 12). Devirsel çökeller transgresif ve içinde sürüklenme çakılları (Levha V, şekil 1) içeren karbonatlı çamurtaşı veya biyoklastik vaketaşı-istiftaşı fasiyesleri ile başlar. Gelgit altı fasiyesleri ise içinde "keystone vug"lar (levha XI, şekil 2) (Demicco ve Hardie, 1994) içeren miliolidli tanetaşı (Levha XI, şekil 1) ve foraminiferli ve algli istiftaşı-vaketaşı (Levha VI, şekil 3) veya çamurtaşı ile temsil edilir. Gelgit arası ve üstü fasiyesler ise stromatolitik bağlamtaşları (LLH-C tipi, Flügel, 1982) (Levha XII, şekil 1-2), kriptalgallaminit veya loferitler (Levha XIV, şekil 2), fenestral kireçtaşları (Levha XIV, şekil 1-2) veya karofit içeren çamurtaşı-vaketaşlarından (Levha XV, şekil 1) oluşur (Şekil 12-13). Laminitler içinde pelletli lamina arakatlılamaları (Levha XIII, şekil 1) sık sık gözlenir ve bunlar kriptalgallaminaller ile bağlanmıştır. Bu tip fasiyesler gelgit arası ortamdaki karakteristik enerji değişimleri sonucunda oluşmuştur. Bu çalışmada gözlenen stromatolitik düzeyler ise Wright (1984)'e göre dalgalardan korunan küçük girinti ve koylarda oluşmuş paralel laminalı düzeylerdir. Gelgit arası ve üstü fasiyesler bir üstteki devirsel çökelin transgresif tabakası ile doğrudan örtüldüğü gibi, çoğu zamanda karst breşi (Levha II, şekil 1-2; Levha III, şekil 1-2), erime düzeyleri (Levha VIII, şekil 1-3), çökme breşi (Levha VII, şekil 2; Levha IX, şekil 3), yassı çakıllı konglomera (Levha X, şekil 1-2), çamur çatlakları (Levha XVI, şekil 1-3), levha çatlakları (Levha IX, şekil 1), pizolitik kalış (Levha XVII, şekil 1) veya rizolitli (Levha XVII, şekil 2) düzeylerle (Wright ve Tucker, 1991) örtülmektedir. Erime boşlukları içinde sık sık Kretase-Tersiyer

sınırdaki uyumsuzluk düzeylerinde görülen *Microcodium* benzeri organizmalar görülür. Çökme breşleri mikritik matriks veya vadoz silt içinde gözlenir. Alt Kretase karst breşleri ise Jura'da görününlerin aksine gelgit arası ve üstü ortamların çakıllarını içerir.

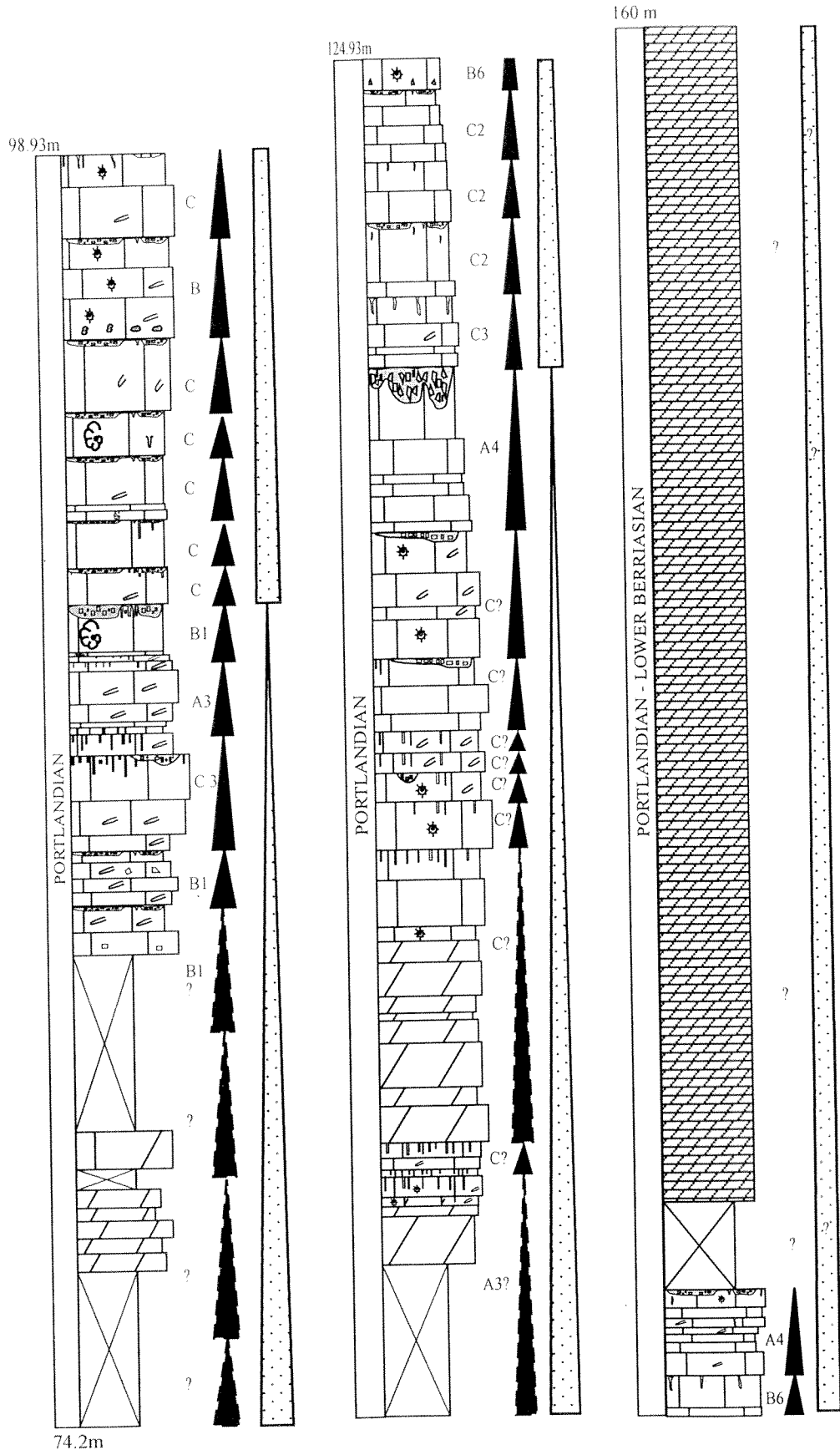
Fele yöresinde ölçülen üst Kimmeridciyen-orta Senomaniyen istifini yukarıda bahsedilen devirsel çökel ayırma kriterleri ışığında 278 devirsel çökele (sekans stratigrafisi terminolojisine göre bu parasekansların 4. Derece sekanslar olduğu düşünülmektedir) bölünmüştür (Şekil 14). Bu devirsel çökeller, kendi içlerindeki fasiyes değişimlerine ve kendilerini sınırlayan düzey ve fasiyeslere göre 8 ana tip (A, B, C, D, E, F, G, H) ve 46 astip (A1-A5; B1-B12; C1-C3; D1-D12; E1-E7; F1-F4; H1-H2) altında sınıflandırılmıştır (Şekil 15). Astip sınıflaması fazla ayrıntılı ve uygulaması güç bulunduğu takdirde devirsel çökeller ait oldukları anatipler bazında düşünülmeli ve değerlendirilmelidir.

A tipi devirsel çökeller (parasekans) tabanında karbonat çamurtaşı veya çamurtaşı-algli vaketaşı fasiyesleri ile başlar, üste doğru algli-foraminiferli istiftaşı-vaketaşı fasiyesleri ile devam eder ve en üstte karst breşi, erime yüzeyleri veya levha çatlaklı düzeylerle (Shinn, 1983b) sona erer (Şekil 15). A tipi fasiyes bütün astipleri ile birlikte özellikle Kimmeridciyen-Valanjiniyen aralığında gözlenir (Şekil 14). Hotriviyen-Senomaniyen aralığında ise ancak A1 astipi tanınabilmiştir. A tipi tamamen asimetric bir çökel tipidir, zira gelgit düzlüğü çökel ilerlemesi (tidal flat progradation) (Jones ve Desrochers, 1992) bu tip çökellerde gözlenmez.

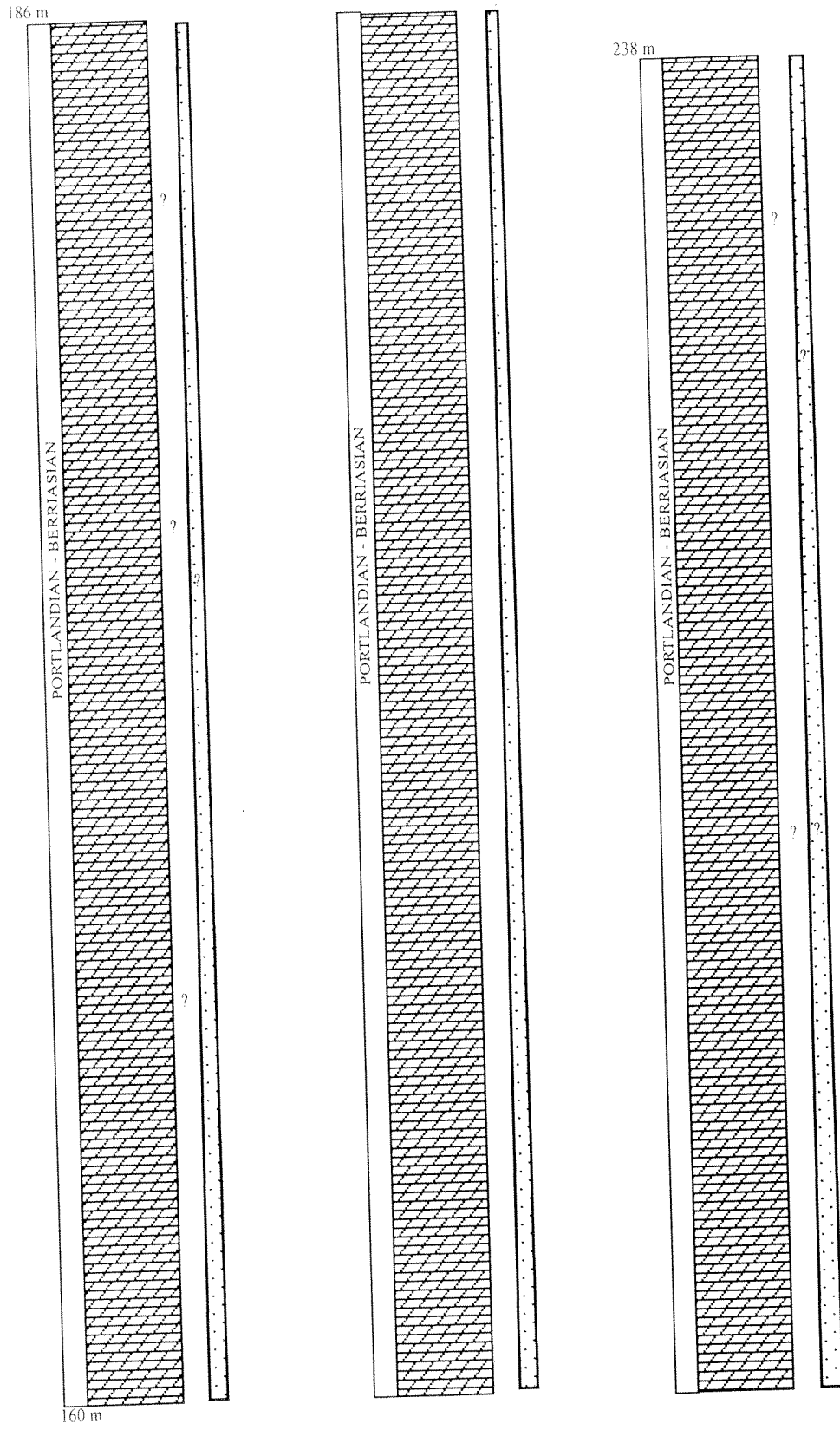
B tipi devirsel çökeller (Şekil 15) tabanında sürüklenme çakılları içeren algli-foraminiferli tanetaşı-vaketaşı fasiyesleri ile başlar, biyotürbasyonlu vaketaşları ile devam eder ve en üstte karst breşi, erime yüzeyleri ve levha çatlakları içeren düzeyleri



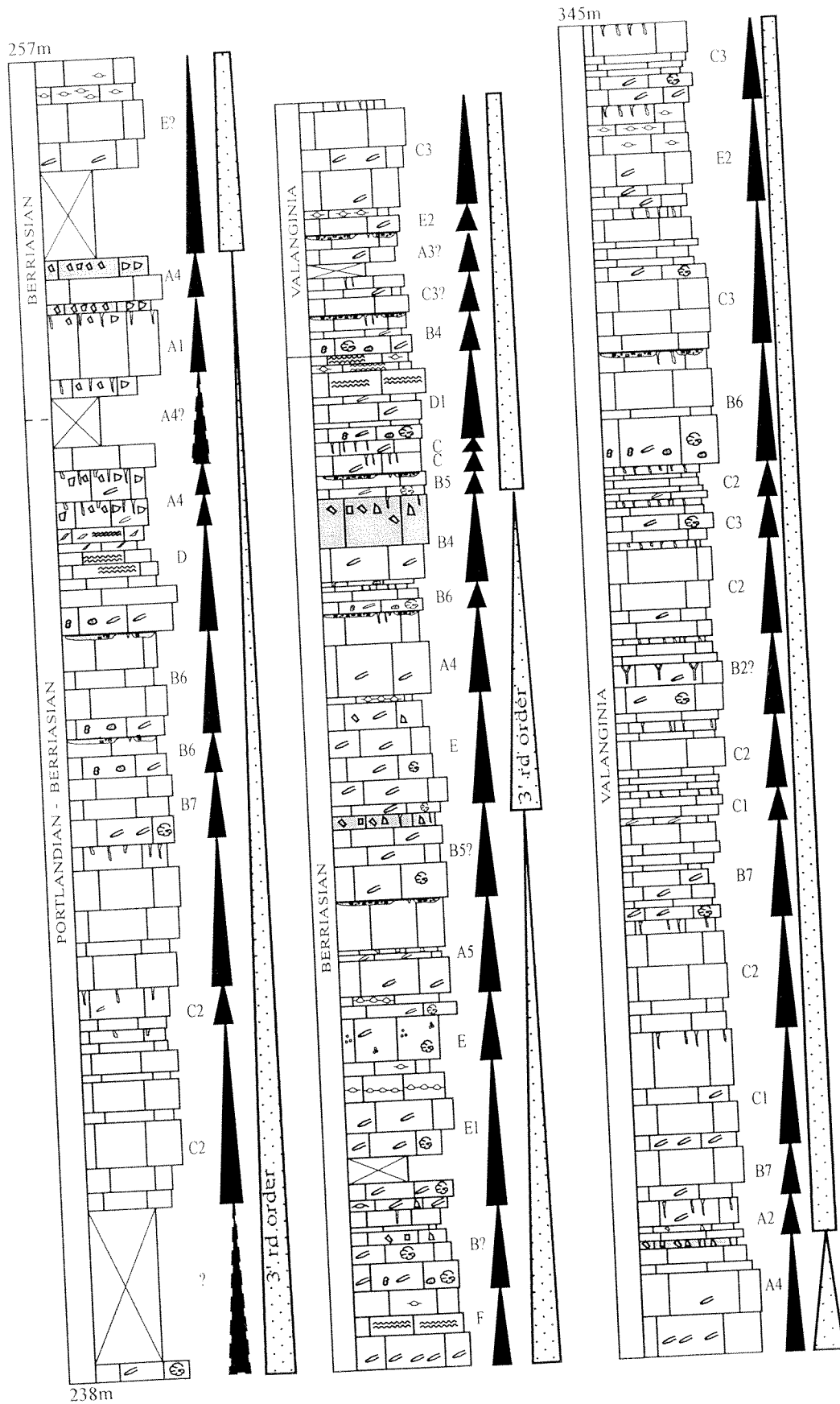
Şekil 14. Fele (Yassibel) yöresinde Kimmeridciyen-Senomaniyen aralığında ölçülen 1 nolu kesitte metre ölçeğindeki devirsel çökeller (parasekanslar). Siyah oklarla gösterilenler metre ölçeğindeki devirsel çökellerdir. Büyük harf ve rakamla yazılan semboller devirsel çökel tiplerini göstermektedir (bakınız şekil 15). Üzeri noktalı uzun oklar ise 3. derece sekanslara karşılık gelir.



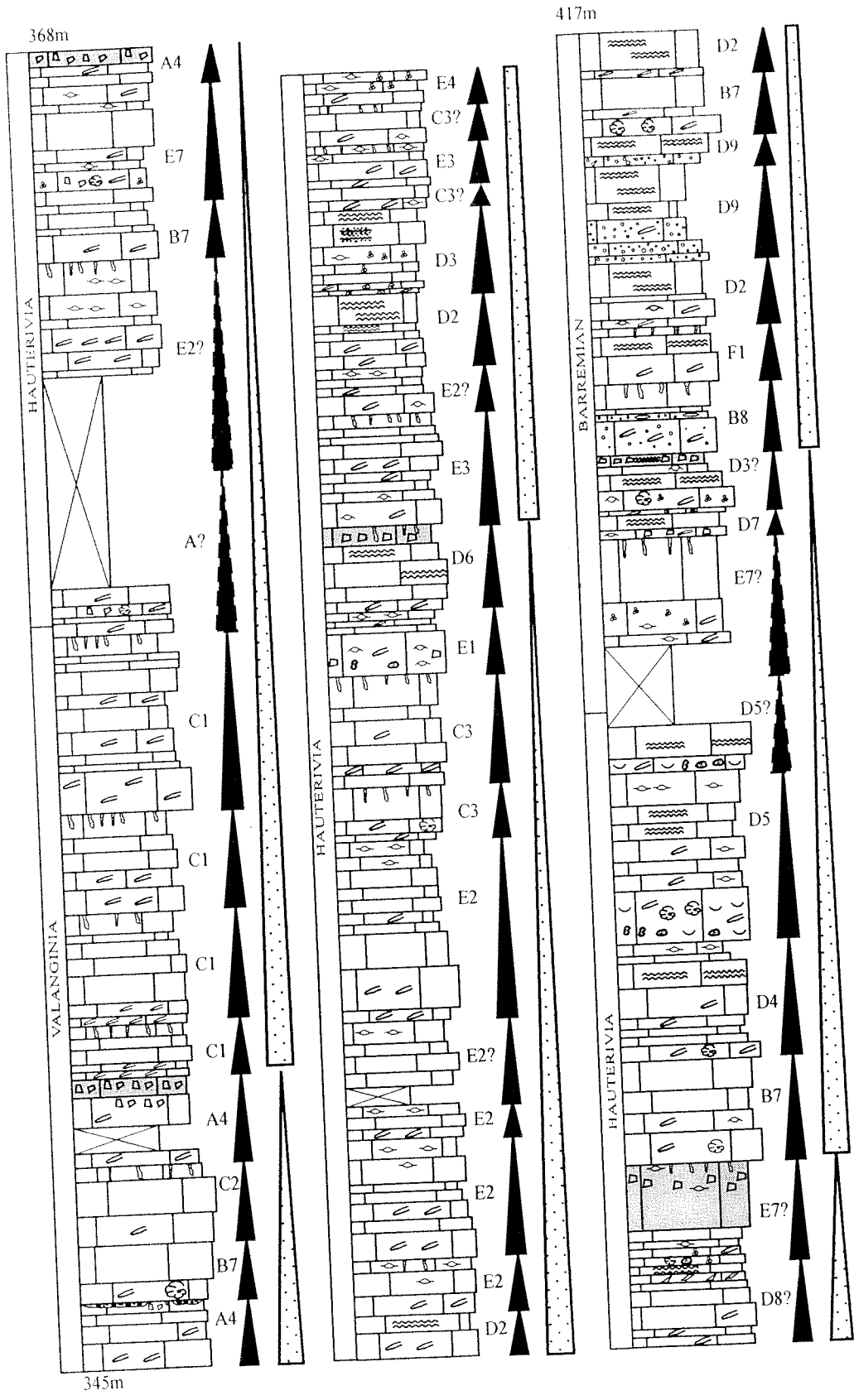
Şekil 14'ün devamı.



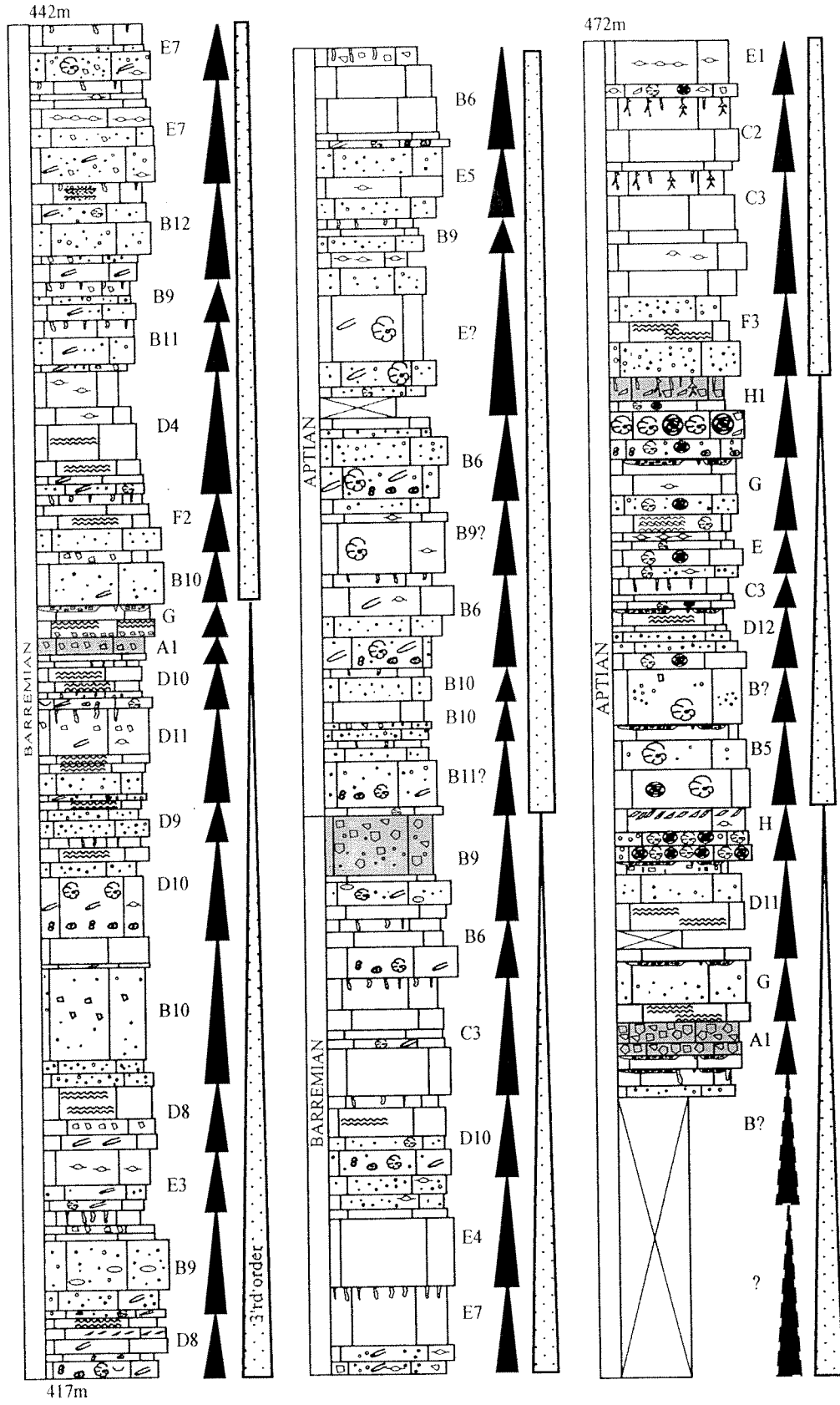
Şekil 14'ün devamı.



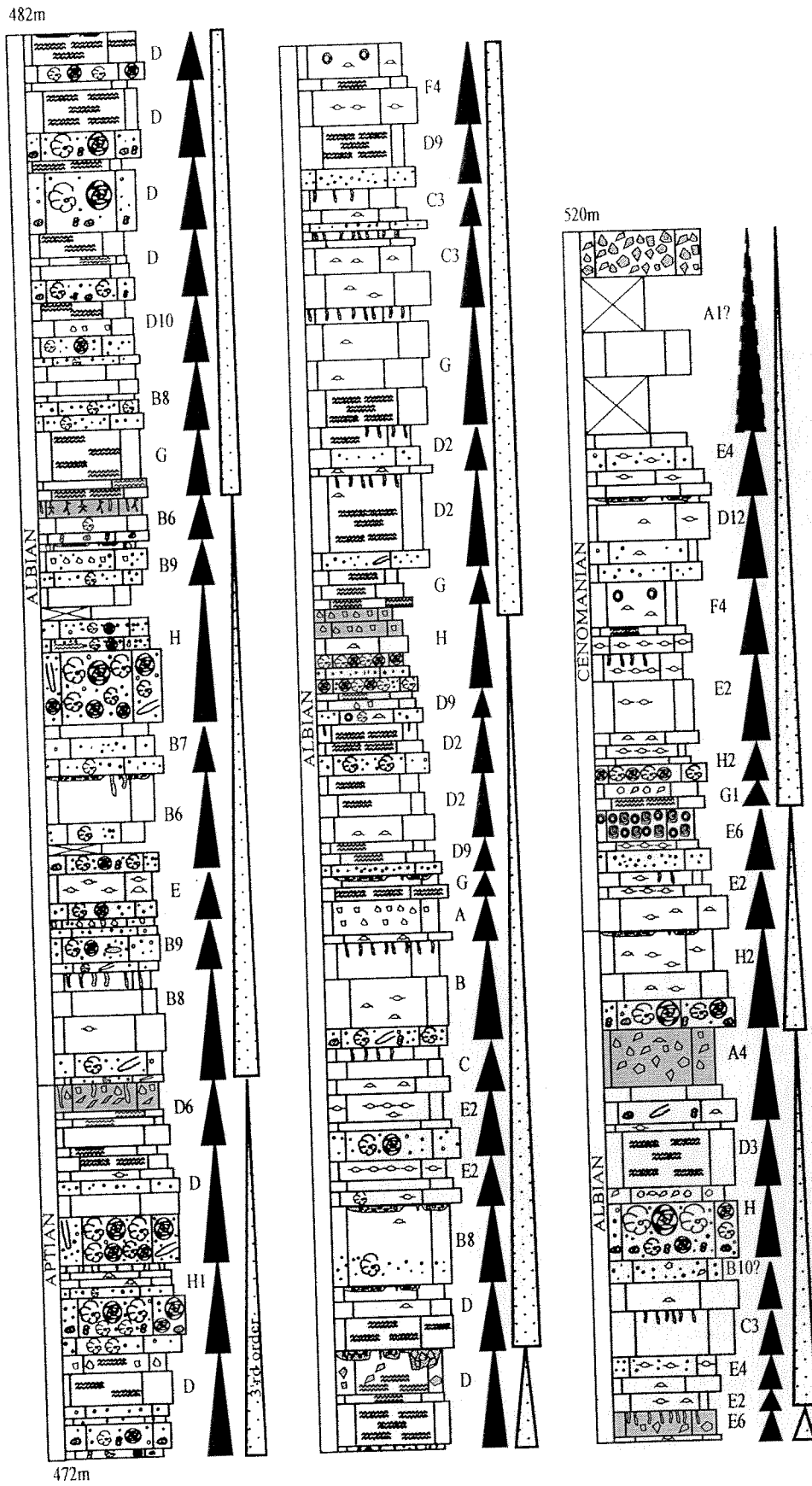
Şekil 14'ün devamı.



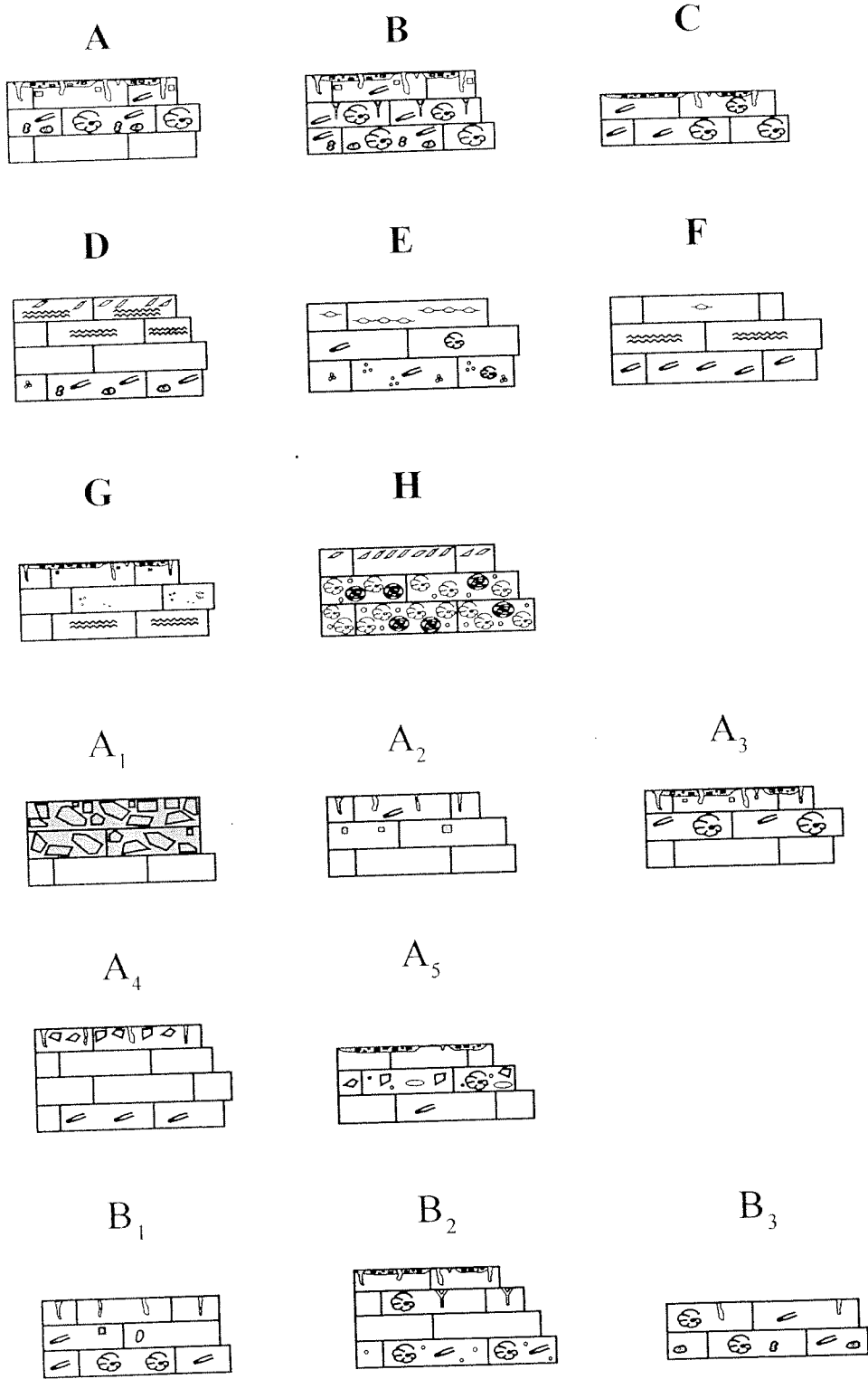
Şekil 14'ün devamı.



Şekil 14'ün devamı.

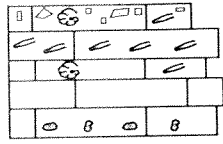


Şekil 14'ün devamı.



Şekil 15. Fele (Yassıbel) yöresi 1 nolu kesitte tanınan devirsel çökel (parasekans) tipleri. Litolojik semboller için şekil 13'e bakınız

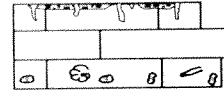
B₄



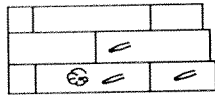
B₅



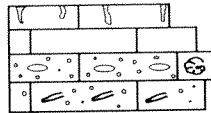
B₆



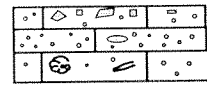
B₇



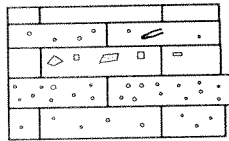
B₈



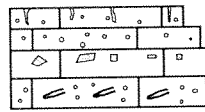
B₉



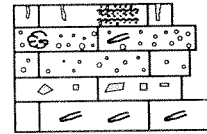
B₁₀



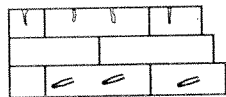
B₁₁



B₁₂



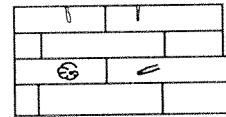
C₁



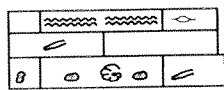
C₂



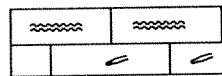
C₃



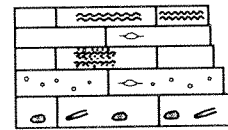
D₁



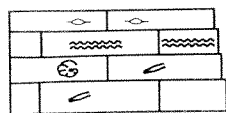
D₂



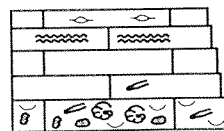
D₃



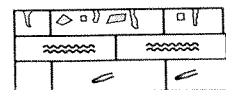
D₄



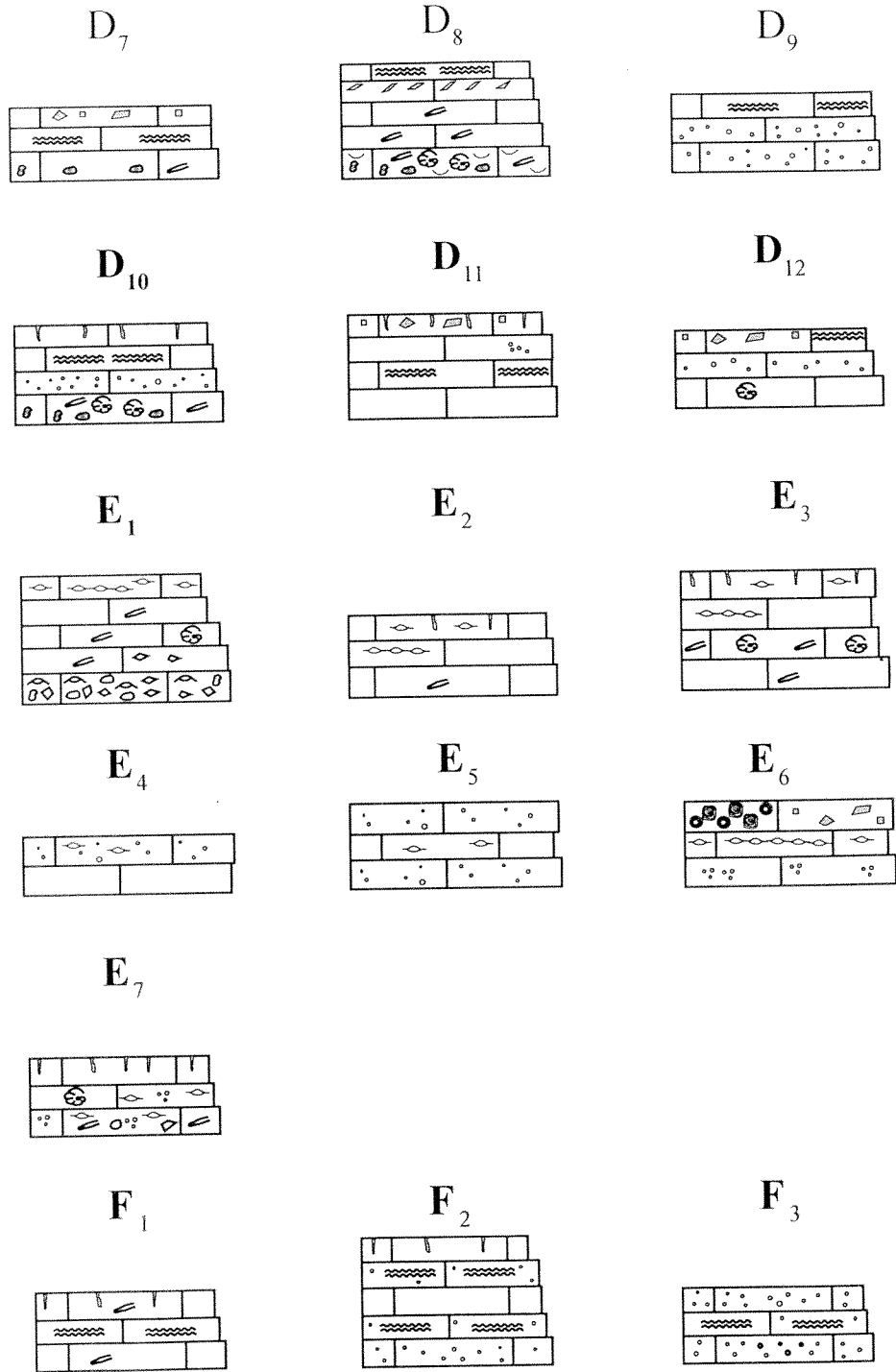
D₅



D₆

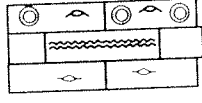


Şekil 15'in devamı.

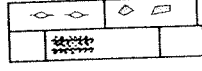


Şekil 15'in devamı.

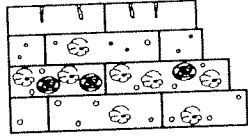
F₄



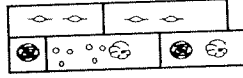
G₁



H₁



H₂



Şekil 15'in devamı.

ile sınırlanır. Büyük bir yoğunlukla Kimmeridciyen-Valanjiniyen aralığında ve Barremiyen-Apsiyen'de bulunan bu tip devirsel çökeller de tamamen asimetriktir.

C tipi devirsel çökeller de (Şekil 15) tamamen eksik ve asimetric çökeller olup İsviçre ve İspanya'da ortaya konulan asimetric çökel tiplerine benzemektedir (Strasser, 1988; Jimenez de Cisneros ve Vera, 1993). Çökeller algli ve foraminiferli vaketaşı ile başlamakta ve bu tip fasiyeslerin üzerinde gelişen erime düzeyleri (mikrokarst) ile sınırlanmaktadır. C tipi devirsel çökeller Üst Jura'dan (özellikle Portlandiyen) alt Hotriviyen'e kadar olan aralıkta rastlanan çökel tipidir. Üst Hotriviyen-Senomaniyen aralığında bu tip çökellere nadiren rastlanır.

D tipi devirsel çökeller tabanında transgresif sürüklenme çakılları içeren algli vaketaşları, tavanında ise stromatolitik bağlamtaşları (bindstone) ile temsil edilir (Şekil 15). Çökellerin en üstü ise sık sık yassı çakıllı konglomera veya çamur çatlağı içeren düzeylerdir. Kesitte Portlandiyen-Berriaziyen aralığındaki bir devirsel çökel dışında bu tip çökel tipine üst Hotriviyen-Senomaniyen aralığında sıkça rastlanır (Şekil 14).

E tipi çökeller tabanında pelletli, algli ve foraminiferli istiftaşı-vaketaşı ile başlamakta, vaketaşı fasiyesi ile devam etmekte, en üstte ise loferit veya kuşgözü yapılı fenestral kireçtaşları ile son bulmaktadır. Bu tip çökel kesitte Berriaziyen'de ortaya çıkmakta, Senomaniyen'e kadar dağılımı dağınık olarak gözlenmektedir.

F tipi çökel D ve E tiplerinin bir kombinasyonudur. Tabanında algli vaketaşı-istiftaşı ile başlar, stromatolitik bağlamtaşı ile devam eder ve en üstte kuşgözü yapılı fenestral çamurtaşı seviyesi ile biter. Barremiyen'den itibaren belirlenen bu tip çökeller Senomaniyen'e kadar göreceli olarak daha az sıklıkta gözlenir.

G tipi devirsel çökeller (Şekil 15), transgresif kısmı stromatolitik bağlamtaşı olan düzeyler ile başlar, pelletli vaketaşı-tanetaşı fasiyesleri ile devam eder ve en üstte ise

erime yüzeyli, çamur çatlaklı veya levha çatlaklı kireçtaşları ile son bulur. Bu tip çökel Barremiyen-Senomaniyen aralığında gözlenmektedir (Şekil 14).

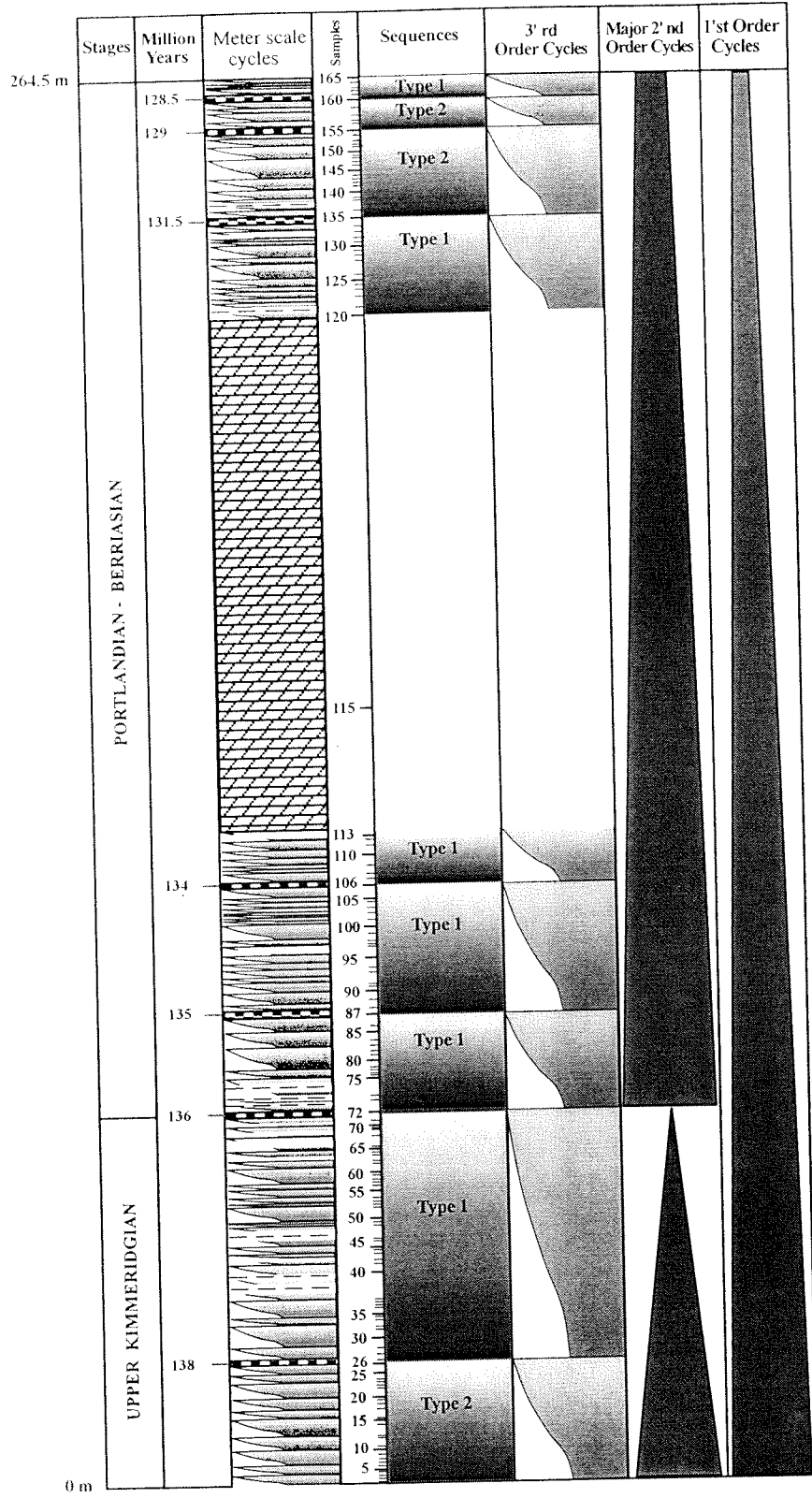
H tipi devirsel çökeller (Şekil 15) ise içinde klastlar içeren miliolidli tanetaşı ile başlar ve gene miliolidli tanetaşı-istiftaşı fasiyesi ile devam eder ve üstte ise yassı çakıllı veya fenestral kireçtaşı seviyesi ile sınırlanır. Bu tip çökel kesitte Apsiyen-Senomaniyen aralığında gözlenmektedir (Şekil 15).

Fele yöresinde ölçülen 1 nolu kesit boyunca gözlenen devirsel çökel dağılımları (Şekil 14) istifin Kimmeridciyen-Portlandiyen aralığında, ağırlıklı olarak gelgit altı fasiyeslerin sıkça görüldüğü simetrik çökel tipleri (A, B, C) ile karakterize edilebileceğini göstermektedir. Berriaziyen-Valanjiniyen'de bu durum kısmen gelgit arası fasiyes tiplerini içeren çökel tiplerinin arakatılanması ile biraz daha çeşitlenmiştir (örneğin E tipi). Hotriviyen'den itibaren ise devirsel çökellerin gelgit düzlüğü ilerlemesi (tidal flat progradation, Jones ve Desrochers, 1992) ile döngüler oluşturduğu gözlenmektedir (D, F, G, H). Bu projede çalışılan diğer yörelerde de gözlediğimiz bu olgu kanımızca Batı Toroslar, belki de gelgit çevresi çökellerini içeren bütün Toros birimleri için geçerlidir. Bu konunun yorumu ve kesit boyunca gözlenen metre veya santimetre ölçeğindeki devirsel çökellerin oluşumuna yörüngesel olayların etkisinin olup olmadığı konusu raporun 3. kısmında ele alınacaktır.

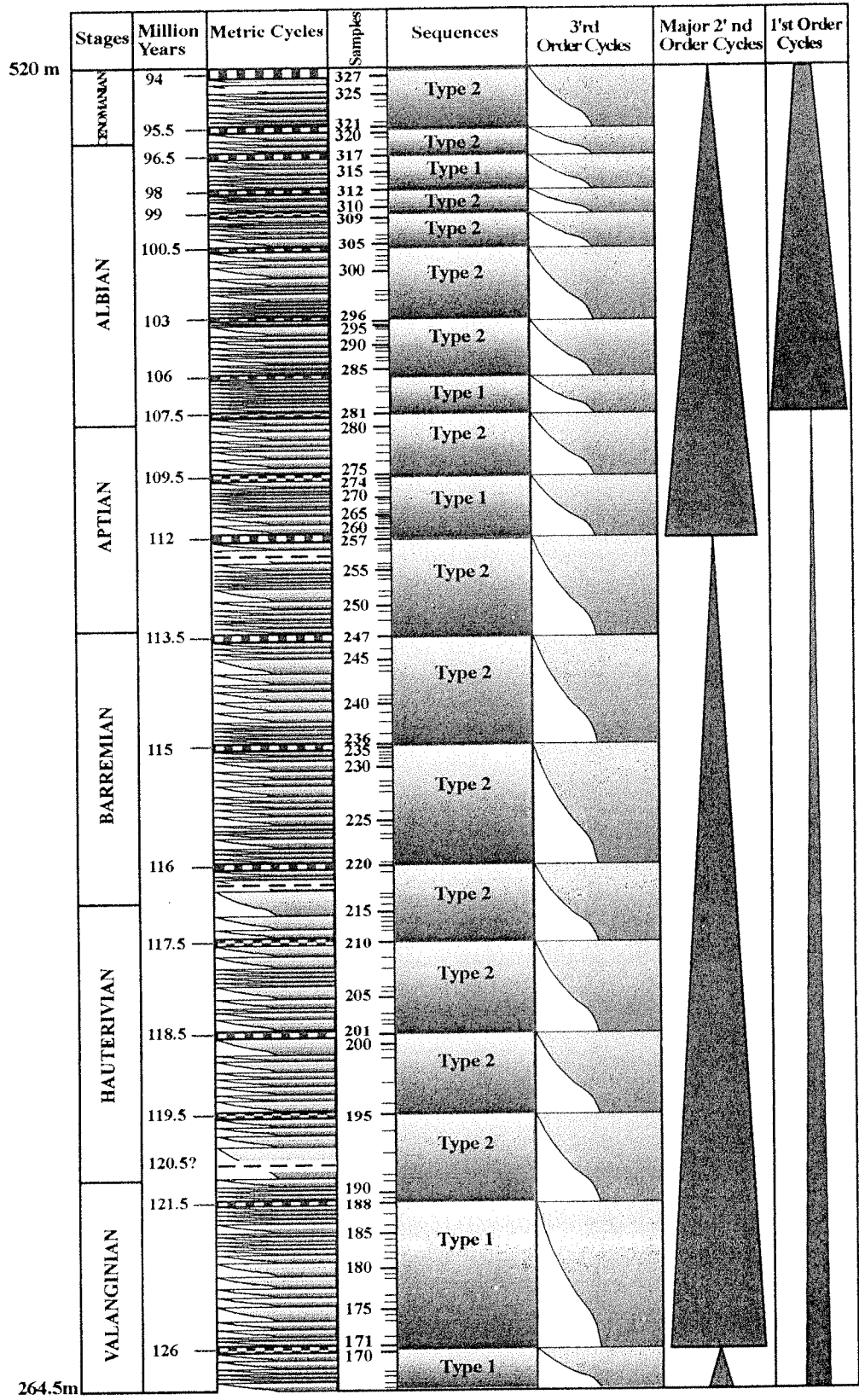
2. ve 3. derece sekanslar: Yüzlerce metre veya santimetre ölçeğindeki devirsel çökellerden (parasekanslar) oluşan 1 nolu kesit (Şekil 14) raporun biyostratigrafisi kısmında ortaya konulduğu gibi Kimmeridciyen'den Senomaniyen'e kadar devamlı çökemiş bir istiftir. Bu istif içerdiği önemli bir dolomit seviyesi dışında (Şekil 11) tamamen gelgit çevresinde (peritidal) çökemiş kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu kireçtaşlarında değişik fasılalarla oluşmuş karst breşi, çökme breşi veya önemli kalış düzeylerinin kronostratigrafik konumları detaylı bir şekilde analiz edildiği takdirde,

birbiri üzerine paketlenen metre ve santimetre ölçeğindeki devirsel çökellerin zaman zaman önemli deniz seviyesi düşüşleri ile sınırlandığı, dolayısı ile çökellerin önemli uyumsuzluk düzeyleri ile sınırlanıp daha büyük paketler halinde tekrarlandığı gözlenir. Tekrarlanan bu paketler aslında tam manası ile Vail ve diğerleri (1977 a,b) ve Mitchum ve diğerleri (1977) tarafından tanımlanan 2. ve 3. Derece sekanslara (second and third order sequences) karşılık gelmekte, yani bir karbonat platformu üzerinde veya ait olmuş olduğu havza içinde belli bir geometrik düzeni olan ve uyumsuzluk düzlemleri ile sınırlanan jenetik ilişkili tabaka topluluğundan oluşmaktadır (Şekil 16). Bu uyumsuzluk düzlemleri kesitin ölçüldüğü gelgit çevresi düzeninden dış platforma veya havzaya doğru şüphesizki devamlılığını kaybedecek dolayısı ile uyumsuzluk düzeyleri ile paketlenen sekanslar uyumlu tabaka ilişkileri ile de birbirinin üzerinde görülebilecektir.

Bentik foraminifera ve alglerle tespit ettiğimiz kronostratigrafik düzen içerisinde, uyumsuzluk düzeylerinde gelişen bu önemli karst breşleri ile sınırlanan sekanslar, Haq ve diğerleri (1987, 1988)'nin "Coastal Onlap" ve Global Sea Level Changes" eğrileri ile karşılaştırıldığı takdirde son derece tutarlı bir şekilde 2. ve 3. derece devirlere karşılık gelmekte ve bu devirlerin kronostratigrafik sıralanması biyostratigrafi ile ortaya konulan kat tanımları ile uyumlu görülmektedir. Şekil 16'da görülen 3. Derece devirlerin zaman aralığı 1-4 milyon sene aralığındadır. Vail ve diğerleri (1977 a,b)'nin belirttiği gibi uyumsuzluk düzeylerindeki boşluk biyostratigrafinin ortaya koyabileceği rezolüsyonun da altındadır (muhtemelen birkaç yüz bin sene). Bu çalışmada "Başlıca 2. derece Devirler" diye tanımladığımız aralıklar 3. derece devirlerden oluşan ve sınırları önemli faunal ve floral değişimlere karşılık gelenlerdir. Bu kesitte Kimmeridciyen-Portlandiyen sınırı (136 milyon sene), alt Valanjiniyen (126 milyon sene), Apsiyen (112 milyon sene) ve Senomaniyen (94 milyon sene) içinde tanımlanabilen sınırlarda Toros foraminifer faunası ve alg florasında önemli değişiklikler olmuştur (Şekil 16).



Şekil 16. Fele (Yassibel) yöresi 1 nolu kesitte Kimmeridjiyen-Senomaniyen aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler (Şekil 14'e de bakınız).



Şekil 16'nın devamı.

Tanımlamış olduğumuz bu tip devirlerin zaman aralığı 10 milyon seneden fazladır ve bu da ikinci derece devirlerin 10 milyon seneden fazla zaman aralıklarında tanımlanan hiyerarşisine uygundur (Mitchum ve Van Wagoner, 1991).

Şekil 16'da görüldüğü gibi karst breşi düzeyleri arasında tanımlanan sekanslar Van Wagoner ve diğerleri (1988) terminolojisine göre Tip 1 ve 2 olmak üzere iki grupta sınıflandırılmıştır. Tip 1 sekanslarda östatik deniz seviyesi düşüşü hızı havza çökme hızını önemli ölçüde aşmakta, bu durumda Toros karbonat platformu gibi izole bir platform tamamen su üstü olabilmektedir. Burchette ve Wright (1992)'ye göre eğimli (ramp) veya çevreli (rimmed) platformlara nazaran izole platformlarda deniz seviyesi oynamaları daha hızlı bir şekilde kayıt edilmekte ve bu tip değişimler geniş alanlarda isokronik düzeyler oluşturabilmektedir. Haq ve diğerleri (1987, 1988)'in çizelgeleri ile karşılaştırılarak sınıflandırılan Tip 1 sekansların tabanları Tip 1 uyumsuzluk düzeyleridir. Bu düzeyler üst Kimmeridciyen'de (138 ve 136 milyon seneleri), Portlandiyen'de (135 ve 134 milyon seneleri), üst Berriaziyen'de (128.5 milyon senesi), Valanjiniyen'de (126 milyon sene), Apsiyen'de (112 milyon sene), Albiyen'de (107.5 ve 98 milyon seneleri) ve Senomaniyen'de (94 milyon sene) tanınmıştır.

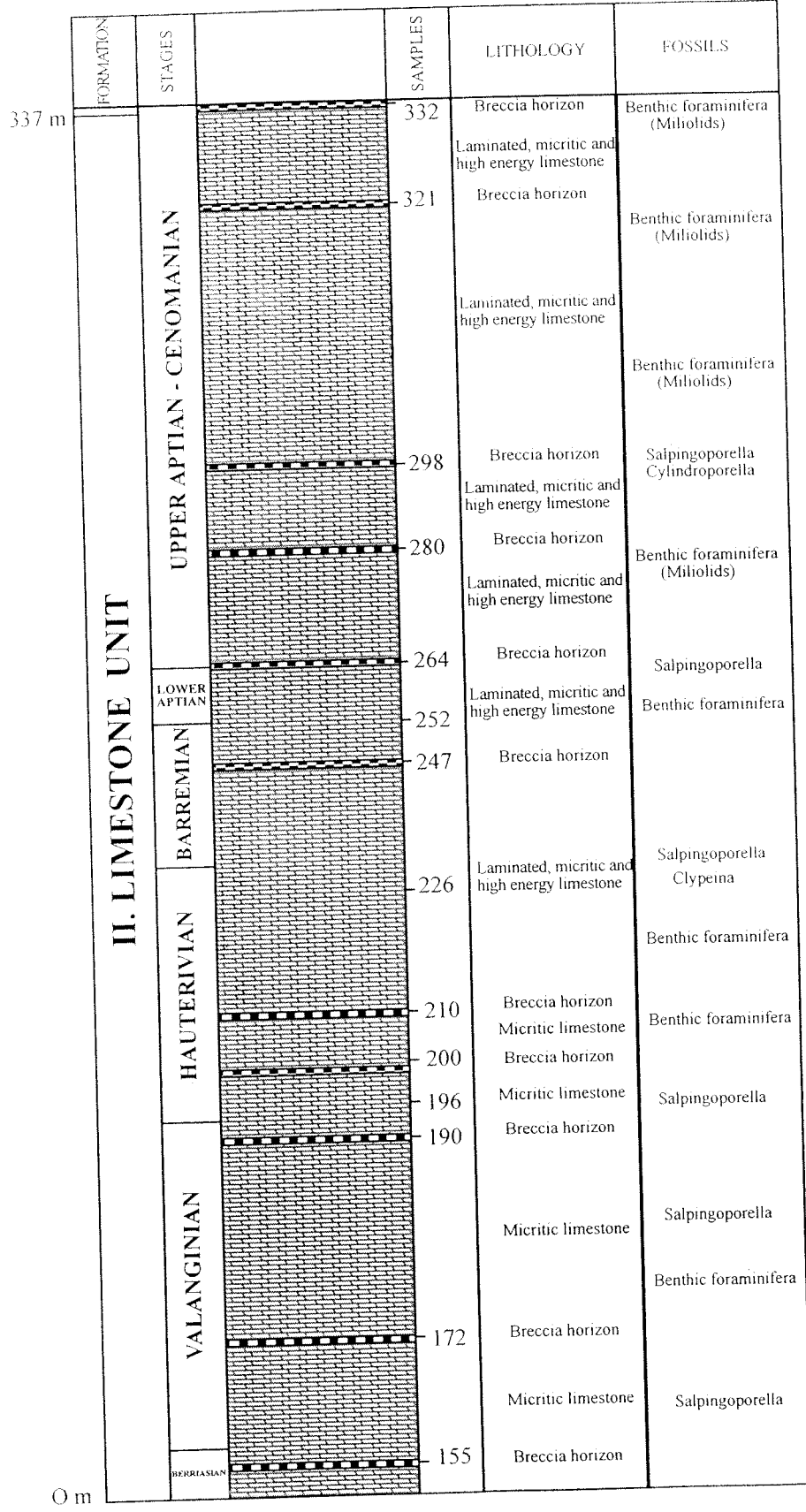
Şekil 16'da görülen Tip 2 sekanslar östatik deniz seviyesi düşüşlerinde şelf veya platformların daha az bir kısmının su üstü olduğu ("depositional shoreline break" den kara yönüne doğru, Van Wagoner, 1988) zamanlarda gelişen uyumsuzluk düzeyleri üzerinde oluşmuştur. Buna rağmen gelgit çevresi istiflerde, yani döngüleri gelgit düzlüğü tipi fasiyeslerle biten devirsel çökellerden oluşan istiflerde, Tip 2 uyumsuzluk düzeyleri de belirli bir karstik düzey oluşturabilmektedir. Nitekim Fele'de ölçülen 1 nolu kesitte 17 adet Tip 2 sekans tanınmıştır. Bunların üzerledikleri Tip 2 uyumsuzluk düzeyleri Üst Berriaziyen'de (131.5 ve 129 milyon seneleri), Valanjiniyen'de (121.5

milyon sene), Hotriviyen'de (120.5, 119.5, 118.5 ve 117.5 milyon seneleri), Barremiyen'de (116, 115 ve 113.5 milyon seneleri), Apsiyen'de (109.5 milyon sene), Albiyen'de (106, 103, 100.5, 99, 96.5 ve 95.5 milyon seneleri) yer almaktadır.

Bu projede, Fele yöresi 1 nolu kesitte ve daha ileride ele alınacak Üzümlü yöresi kesitinde, tanıdığımız devirsel çökeller ve sekansların analizinin de ötesinde "systems tracts" yani tanınan Tip 1 ve Tip 2 sekansların bir diğer tip jenetik sınıflaması çalışmaları da yapılmıştır. Gelgit çevresi tip kesitlerinde "transgressive" ve "highstand" tipinde ayrılması gereken ve metre veya santimetre ölçeğinde ayırdığımız devirsel çökellerden oluşan bu jenetik ayırım bazı 3. derece sekanslarda bariz olarak görülmesine rağmen bazı sekanslarda da şimdilik mümkün görülmemektedir. Bu yüzden bu çalışmalar bazı istatiki değerlendirmeler ile birlikte proje raporu sonrası çalışmalara bırakılmıştır.

Özetle, Fele yöresinde ölçülen 1 nolu kesit, 278 adet metre veya onlarca santimetre ölçeğinde gelgit çevresinde çökemiş devirsel çökelden oluşmakta ve bu devirsel çökeller östatik olayların kayıtları olan ve belli uyumsuzluk düzeyleri ile sınırlanan sekansları oluşturmaktadır. Bu kesit kanımızca Toroslar'da östatik olayların kayıtlarını en bariz ve açık olarak gösteren önemli bir istiftir. 3. derece sekans sınırlarının biyostratigrafinin kontrolü altında Haq ve diğerleri (1987, 1988)'in "Coastal Onlap Curve"leri ile çakışması, östatik olayların izlerini ortadan kaldırabilecek olan lokal tektonik olayların etkisinin yeterli olmadığını göstermektedir.

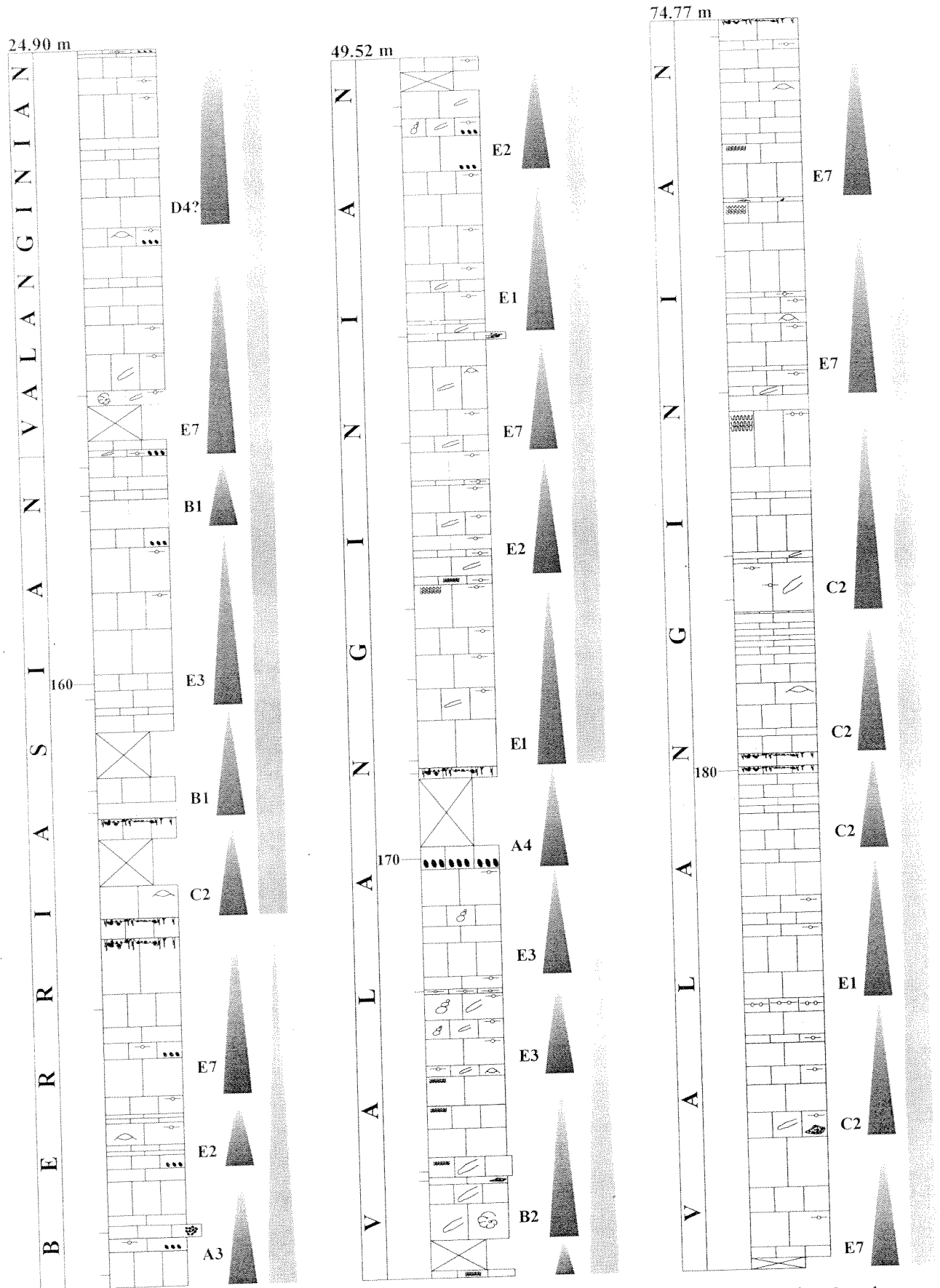
2 nolu kesit: 1163 tabakadan oluşan ve 335.41 m kalınlığında olan bu kesit Fele yöresinde (Şekil 9-10) Alt Kretase ve Üst Kretase'nin tabanını içeren düzeylerde ölçülmüştür (Şekil 17). Kesit Polat Formasyonu içinde ayırtılanan "II. kireçtaşı birimi"nin nerede ise tamamını içermekte ve "karstik karbonat birimi"nin en alt kısmında bitmektedir.



Şekil 17. Fele (Yassıbel) yöresinde Berriaziyen-Senomaniyen aralığında ölçülen 2 nolu kesitin basitleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri.

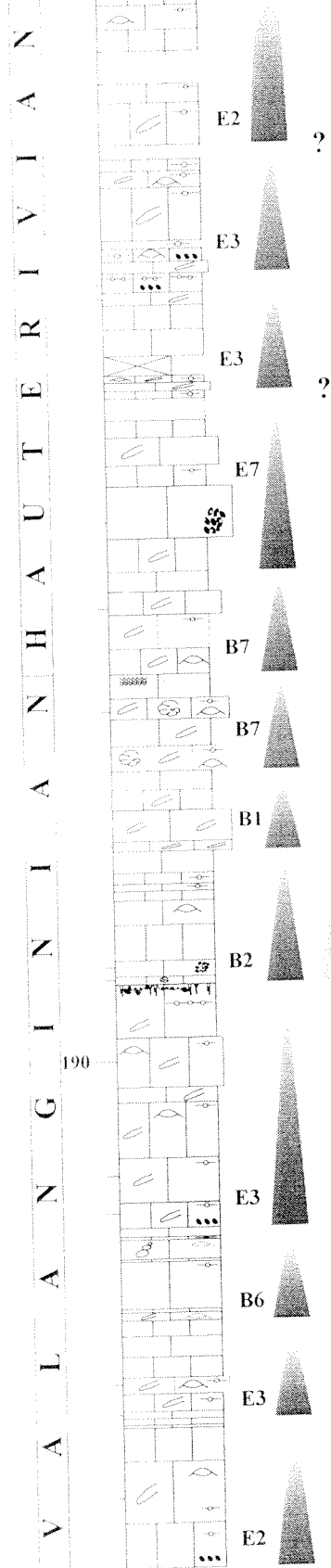
Şekil 17’de, ölçülen dikme kesitin son derece basitleştirilmiş bir görüntüsü verilmektedir. Kesit, ortaya konulan biyostratigrafik verilere göre, Berriaziyen-Senomaniyen aralığında olup Berriaziyen-alt Hotriviyen aralığında mikritik kireçtaşları, üst Hotriviyen-Senomaniyen aralığında ise laminalı, mikritik ve göreceli olarak yüksek enerjili kireçtaşlarından (pelletli, klastlı ve hatta çakıllı fasiyesler) oluşan kaya paketlerinin breşli düzeylerle aralanmasından oluşmaktadır. Breş düzeyleri tıpkı 1 nolu kesitte olduğu gibi yerinde (*in situ*) veya çökme (collapse) ile oluşmuş çakıllardan oluşan ve hiçbir zaman ekstraklastlar içermeyen karstik düzeylerdir (Levha I, şekil 2; Levha II, şekil 1-2; Levha III, şekil 1-2; Levha IV, şekil 1-2).

Metre ölçeğinde devirsel çökeller: Fele yöresinde ölçülen 1 nolu kesitte olduğu gibi, bu kesite yaklaşık 3 km mesafede ölçülen kesitte de (Şekil 9) karstik breş düzeyleri arasında gözlenen mikritik, laminalı ve yüksek enerjili kireçtaşları aslında içlerinde çok sayıda metre veya onlarca santimetre ölçeğinde tekrarlanan devirsel çökellerden oluşmaktadır (Şekil 18). Sekans stratigrafi terminolojisinde dördüncü derecedeki sekanslara (Vail ve diğerleri, 1991) ve Van Wagoner ve diğerleri (1988)’in parasekanslarına karşılık gelen bu devirsel çökeller ait oldukları Berriaziyen-Senomaniyen aralığında birbiri ile jenetik ilişkili sıralamalar oluşturmakta ve bunlar 1 nolu kesitte olduğu gibi genelde Jura’da gözlenen devirsel çökellerden belli oranda farklılaşmalar ortaya koymaktadır (Şekil 12). Bu devirsel çökeller, yani parasekanslar hemen hemen istisnasız olarak üste doğru sığlaşan istiflerden oluşur (Şekil 18) ve genelde gelgit altı fasiyes tiplerinden gelgit üstü fasiyes tiplerine kadar bütün çeşitleri içerir (bakınız şekil 12, Kretase kısmı ve şekil 13). Yani Kretase’de gözlenen devirsel çökellerin çoğu altta transgresif (Levha V, şekil 1) ve gelgit altı (Levha V, şekil 2-3; Levha VI, şekil 1-3) fasiyesleri ve üstte gelgit arası ve üstü (Levha XII, şekil 1-2; Levha XIII, şekil 1-3; Levha XIV, şekil 1-4; Levha XV, şekil 1-3)

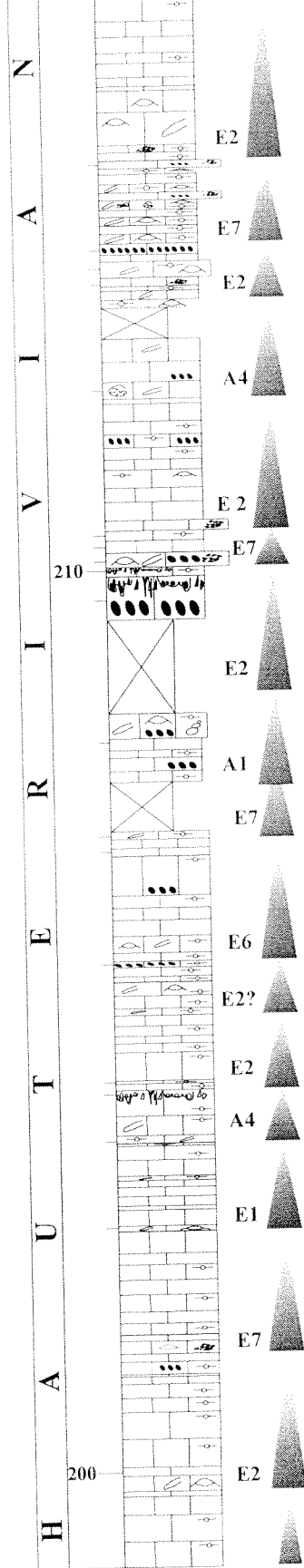


Şekil 18. Fele (Yassibel) yöresinde Berriaziyen-Senomaniyen aralığında ölçülen 2 nolu kesitte metre ölçeğindeki devirsel çökeller (parasekanslar). Küçük oklarla gösterilenler devirsel çökellerdir. Büyük harf ve rakamla yazılan semboller devirsel çökel tiplerini göstermektedir (bakınız şekil 15). Uzun oklar ise 3. derece sekanslara karşılık gelmektedir.

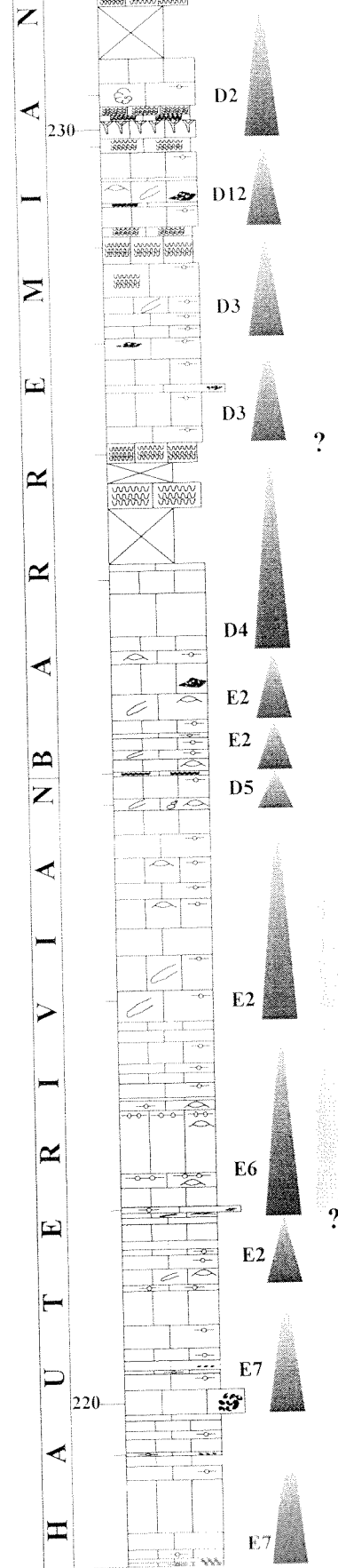
99.79 m



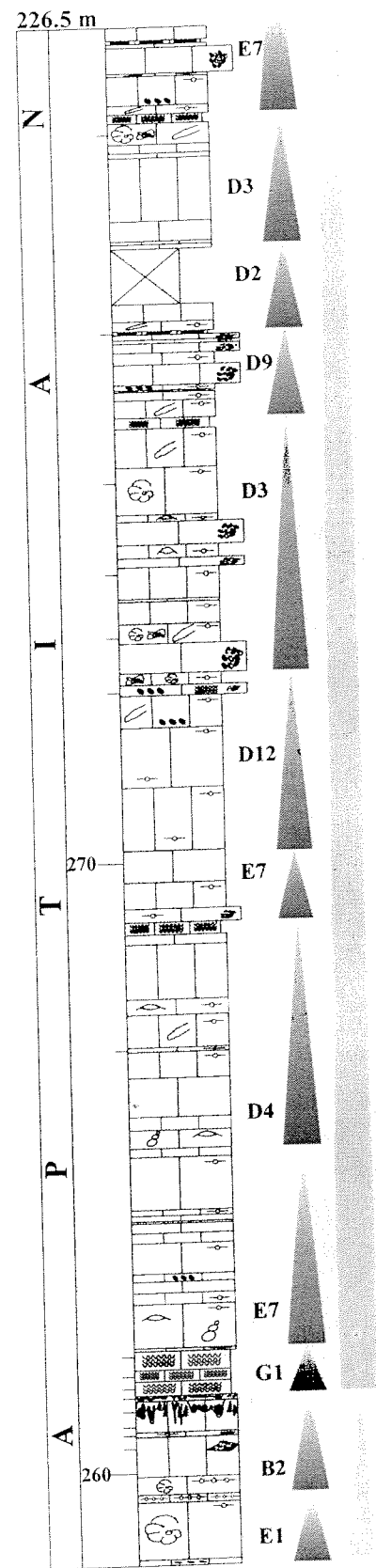
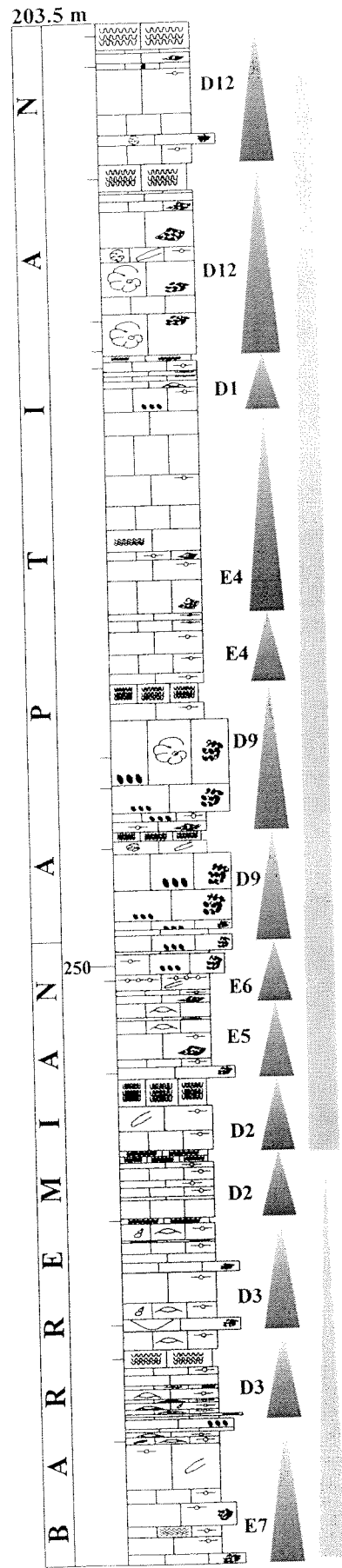
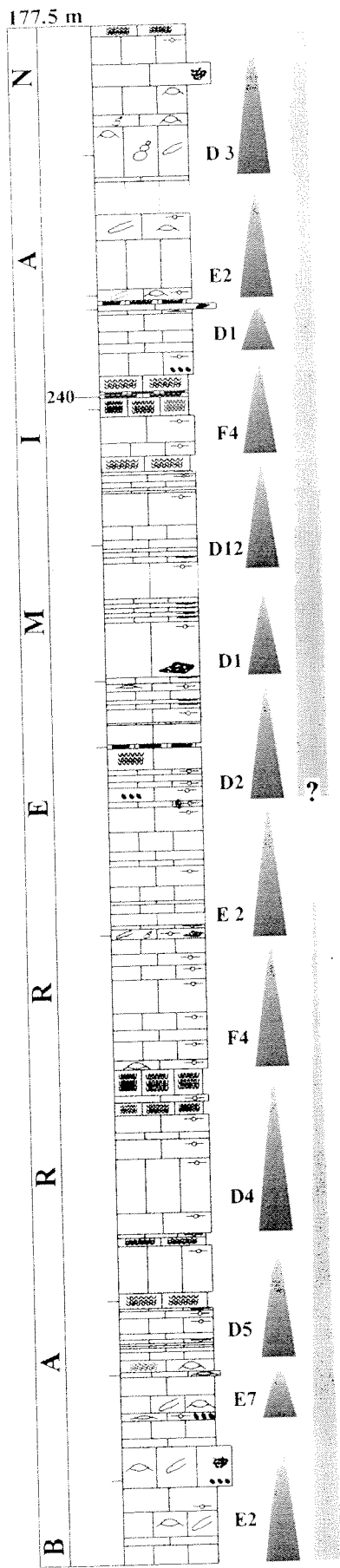
125.35 m



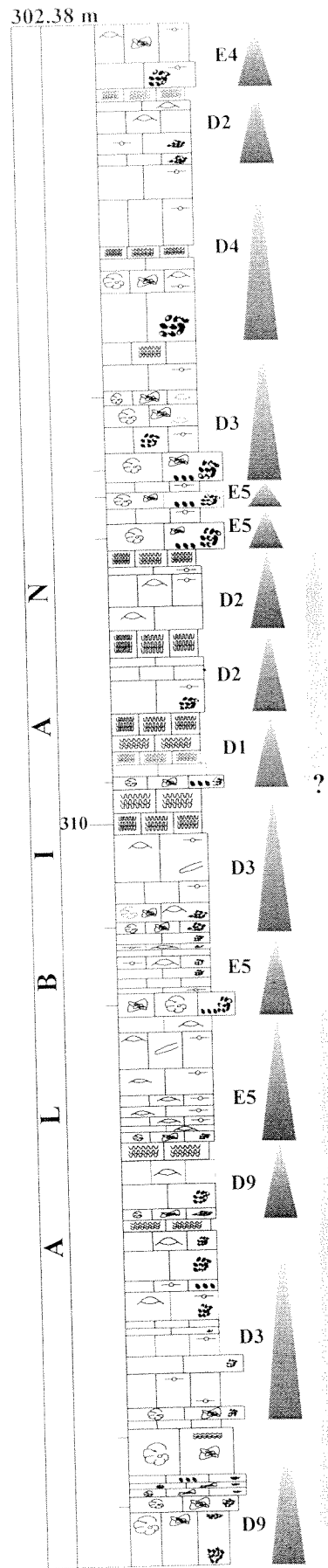
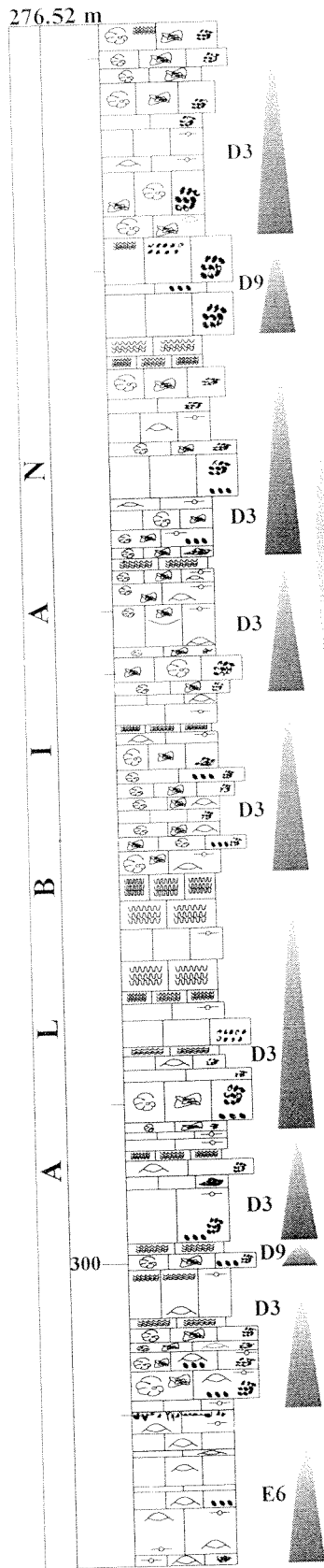
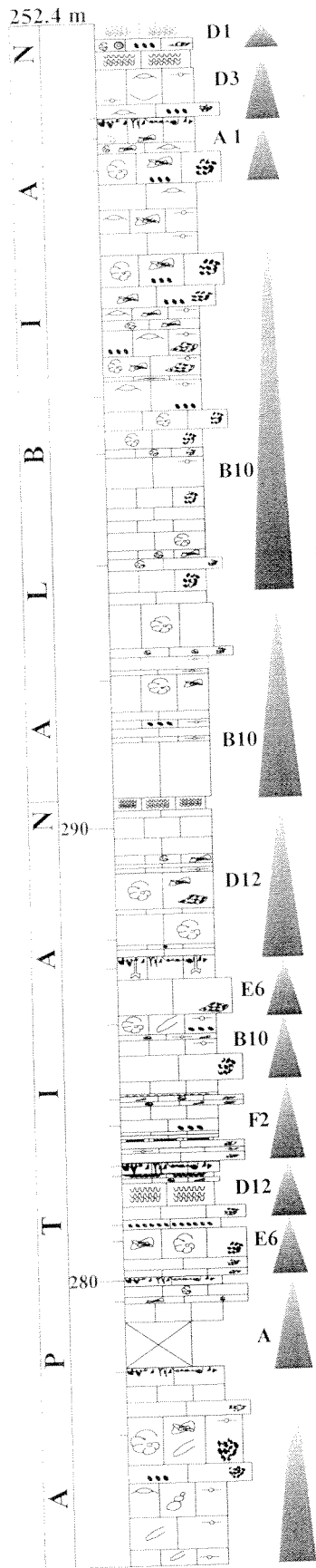
151.48 m



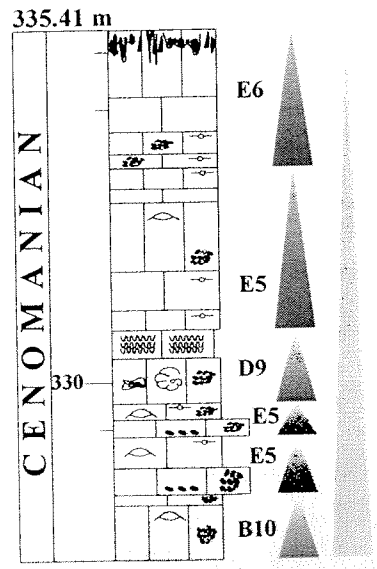
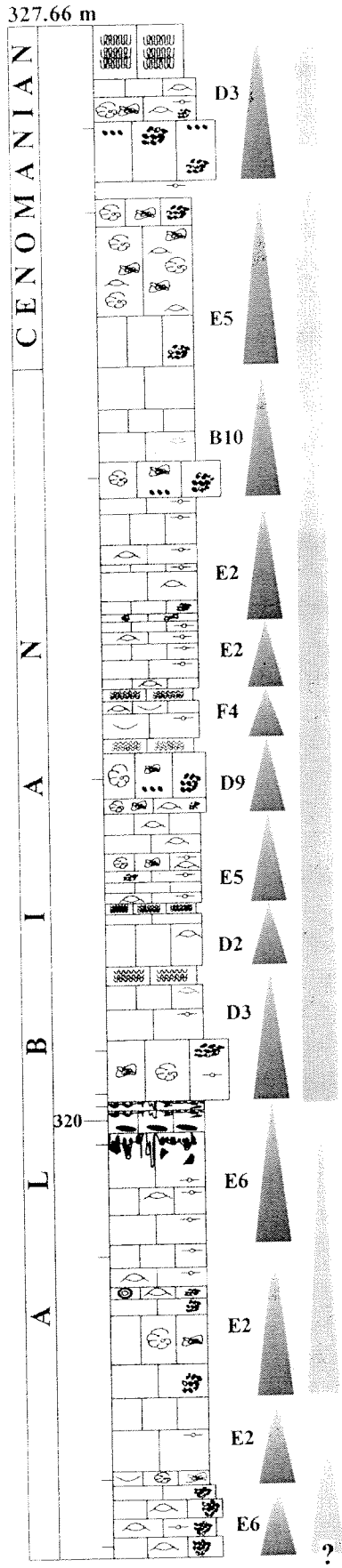
Şekil 18'in devamı.



Şekil 18'in devamı.



Şekil 18'in devamı.



Şekil 18'in devamı.

fasiyesleri içerip en üstte ise, bir üstteki devirsel çökelin transgresif tabakası ile örtüldüğü gibi karst breşi (Levha II, şekil 1-2; Levha III, şekil 1-2), erime düzeyleri (Levha VII, şekil 1; Levha VIII, şekil 1-3), çökme breşi (Levha VII, şekil 2; Levha IX, şekil 3), yassı çakıllı konglomera (Levha X, şekil 1-2), çamur ve levha çatlakları (Levha IX, şekil 1-2; Levha XVI, şekil 1-3), kalışlı (Levha XVII, şekil 1) veya rizolitli (Levha XVII, şekil 2) yüzeylerle de üstlenmektedir. Her şeye rağmen bu devirsel çökeller Üst Jura tipi, tamamen asimetric görünümlü ve gelgit arası ve üstü fasiyesleri içermeyen devirsel çökel tipleri (Şekil 12) ile de zaman zaman arakatılanmaktadır (Şekil 18).

2 nolu kesitte görülen 163 adet devirsel çökel bu çalışmada tespit ettiğimiz hiyerarşik düzene göre dördüncü derece sekanslar (parasekans) olarak tanımlanmıştır (Şekil 18). Şekil 15’de verildiği gibi bu devirsel çökeller, kendi içlerindeki fasiyes düzenine ve kendilerini sınırlayan düzey ve fasiyeslere göre 8 anatip ve astiplerine ayrılmıştır (A, B, C, D, E, F, G, ve H tipi ve bunların astipleri).

Şekil 18’de görüldüğü gibi, tipik görüntüleri ile Üst Jura’da gözlenen ve gelgit düzlüğü ilerlemesi fasiyeslerini (Jones ve Desrochers, 1992) içermeyen asimetric A, B, C tipi ve astipleri (Şekil 15) 2 nolu kesitte üst Berriaziyen, Valanjiniyen ve Hotriviyen’in önemli bir kesiminde gözlenmektedir. Bu kesimde ağırlıklı devirsel çökel E tipidir. Yani üst Berriaziyen-Hotriviyen aralığında, metre ölçeğindeki çökellerin çoğu altta gelgit altı, üstte ise loferitik veya kuşgözü yapılı fenestral kireçtaşlarından oluşan ve bunların değişik tipte kombinasyonlarını gösteren döngülerden oluşmaktadır. 2 nolu kesitte devirsel çökeller karakterlerini en üst Hotriviyen’den itibaren değiştirmektedir. Üst Hotriviyen-Senomaniyen aralığı, tıpkı 1 nolu kesitte olduğu gibi, üst Berriaziyen’deki bir astipinin (D4) kuşkulu oluşumu dışında, D tipi ve astipleri, yani gelgit düzlüğü ilerlemesini stromatolitik bağlamtaşları ile gösteren devirsel çökeller ile karakterize olmaktadır. Bu aralıkta Kretase’de ortaya çıkan E tipi çökeller ve birkaç

asimetrik (A ve B tipi) çökelerde istifli arakatkılanmaktadır. F tipi yani hem fenestral kireçtaşları hem de stromatolitik bağlamtaşlarını içeren devirsel çökeller (Şekil 15) Barremiyen-Apsiyen aralığında nadiren gözlenmiştir. 1 nolu kesitte Barremiyen-Senomaniyen aralığında nadiren gözlenen G ve H tipleri bu kesitte yer almamaktadır.

Özetle, 2 nolu kesitin metre ölçeğinde ayrılan iç yapısı 3 km ötesinde ölçülen 1 nolu kesitte gözlenenlere büyük ölçüde benzerlik göstermektedir. Berriaziyen-Senomaniyen aralığında karşılaştırılabilen her iki kesitte de Berriaziyen-Hotriviye ve en üst Hotriviye-Senomaniyen aralığındaki fasiyes değişimleri birbirine çok yakındır. Ayrıntıdaki yani aynı zaman dilimindeki devirsel çökel veya devirsel çökel paketlerinde görülebilecek ip veya astip farklılaşmaları platform geometrisinde km ölçeğinde oluşabilen değişiklikler veya karbonat çökelimini kontrol eden faktörlerle (örneğin organizma dağılımı, su kimyası vs.) açıklanabilir. Fele yöresinde ölçülen 1 ve 2 nolu kesitlerin çakıştıkları kronostratigrafik aralık, yani üst Berriaziyen-orta Senomaniyen aralığında sırası ile 176 ve 163 devirsel çökel tanınmıştır. Kanımızca 1 nolu kesitte devirsel çökellerin birazı daha fazla çıkması bu kesit boyunca tanınan bazı devirsel çökellerin derecesinden kaynaklanmaktadır. 1 nolu kesitte tanınan 4. derece sekans olarak kabul edilen metre ölçeğindeki bu devirsel çökellerin içine 5. derece sekanslar (devirsel çökeller) karışmış olabilir.

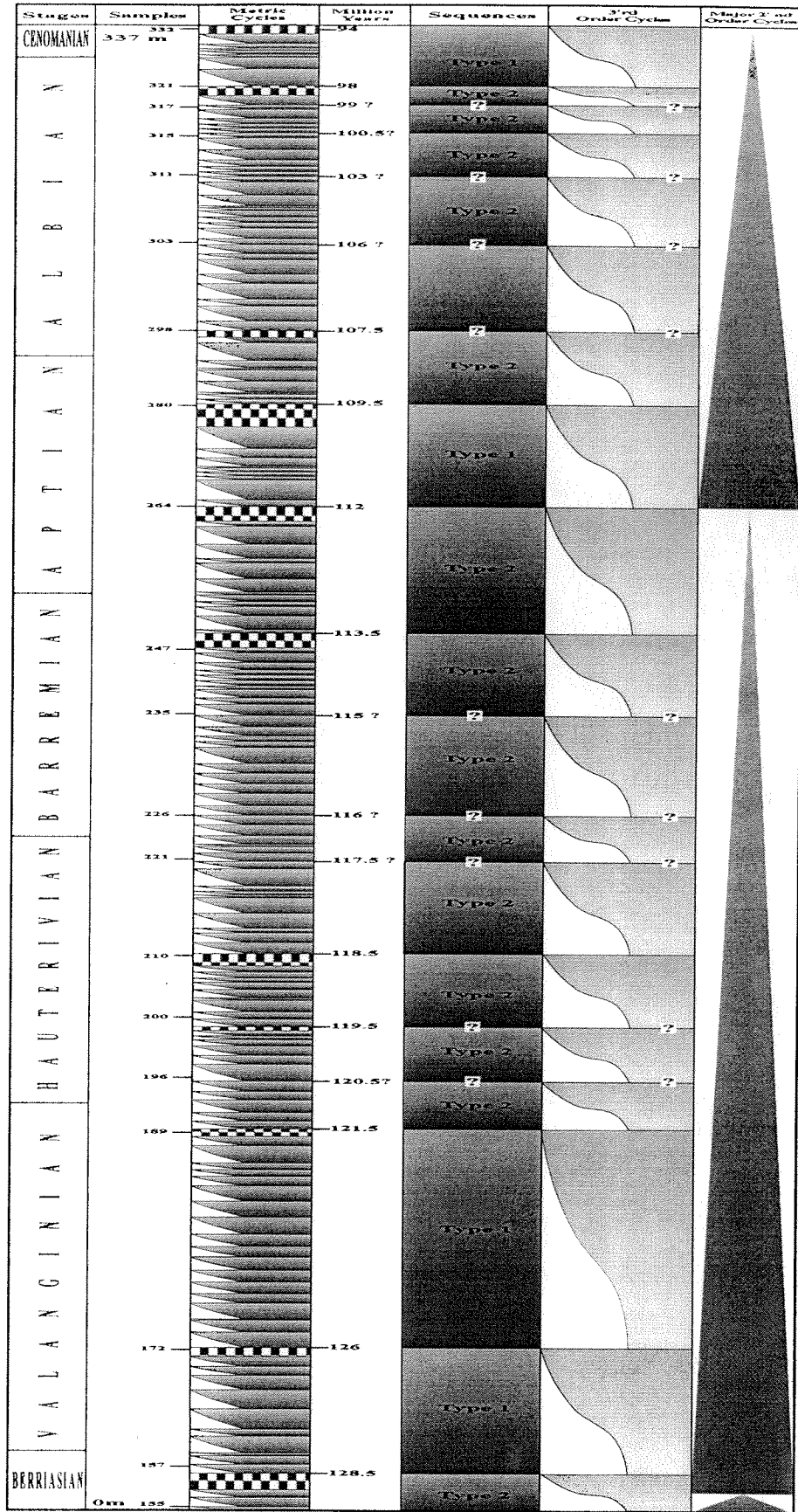
1 nolu kesitte olduğu gibi, Fele yöresinde ölçülen 2 nolu kesitte de devirsel çökellerin orbital etkilerle çökeliyor çökemediği konusu bütün kesitlerin korelasyonu sonucu raporun 3. kısmında ele alınacaktır.

2. ve 3. derece sekanslar: Fele yöresinde ölçülen 2 nolu kesitte, bu raporun biyostratigrafisi kısmında bentik foraminifera ve dasiklad alglerle tespit ettiğimiz kronostratigrafik düzen içerisinde, uyumsuzluk düzeyi olarak tanınabilen önemli karst breşlerinin Haq ve diğerleri (1987, 1988)'in 2. ve 3. derece devirlerinin sınırlarına

karşılık geldiği görülmektedir (Şekil 19). Bu çalışmada “Başlıca 2. Derece Devirler” (Major Second Order Cycles) diye tanımladığımız aralıklar bu kesitte de tanınmış olup Berriaziyen-Senomaniyen aralığında sınırları, erken Valanjiniyen (126 milyon sene), Apsiyen (112 milyon sene) ve Senomaniyen (94 milyon sene) içindeki büyük deniz seviyesi düşmelerine karşılık gelmektedir. Bu sınırlarda Toros karbonat platformunun faunal ve floral içeriğinde önemli değişimler olmuştur. Bunlardan Valanjiniyen’e karşılık geleninde özellikle foraminifer faunasında ve dasiklad florasında belli bir çeşitlilik, Apsiyen içindeki olayda foraminifer faunasında büyük değişme ve dasiklad florasında büyük yok oluşlar ve Senomaniyen içine denk gelende ise gene foraminifer faunasında önemli değişiklikler dikkat çekicidir.

Şekil 19’da görüleceği gibi karst breşleri arasında kalan ve bazanda karst breşleri olmadan 1 nolu kesitle, metre ölçeğindeki devirsel çökel sayıları göz önüne alınarak yapılan korelasyonla belirlenen sekanslar Van Wagoner ve diğerleri (1988)’in terminolojisine göre Tip 1 ve Tip 2 olarak sınıflandırılmıştır. Bu kesitteki Tip 1 uyumsuzluk düzeylerinin tamamı karst breşlerinin kesitteki konumu ile, yani 1 nolu kesitle yapılan korelasyondan bağımsız olarak tanınmıştır. Bunlar üst Berriaziyen’de (128.5 milyon sene), alt Valanjiniyen’de (126 milyon sene), Apsiyen’de (112 milyon sene), Albiyen’de (107.5 ve 98 milyon seneleri) ve Senomaniyen’de (94 milyon sene) bulunmaktadır.

Tip 2 uyumsuzluk düzeyleri, yani bu düzeylere karşılık gelen breş seviyeleri ise kısmen tespit edilebilmiştir. Paleontoloji kontrollü bu seviyeler en üst Valanjiniyen’de (121.5 milyon sene), Hotriviyen’de (119.5 ve 118.5 milyon seneleri), en üst Barremiyen’de (113.5 milyon senesi) ve Apsiyen’dedir (109.5 milyon sene) (Şekil 19). Bunun dışında kalan ve soru işareti ile belirtilen diğer Tip 2 sınırları (Hotriviyen’de 117.5; Barremiyen’de 116 ve 115; Albiyen’de 106, 103, 100.5, 99, ve 96.5 ve



Şekil 19. Fele (Yassibel) yöresi 2 nolu kesitte Berriaziyen-Senomaniyen aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler (Şekil 18'e de bakınız)

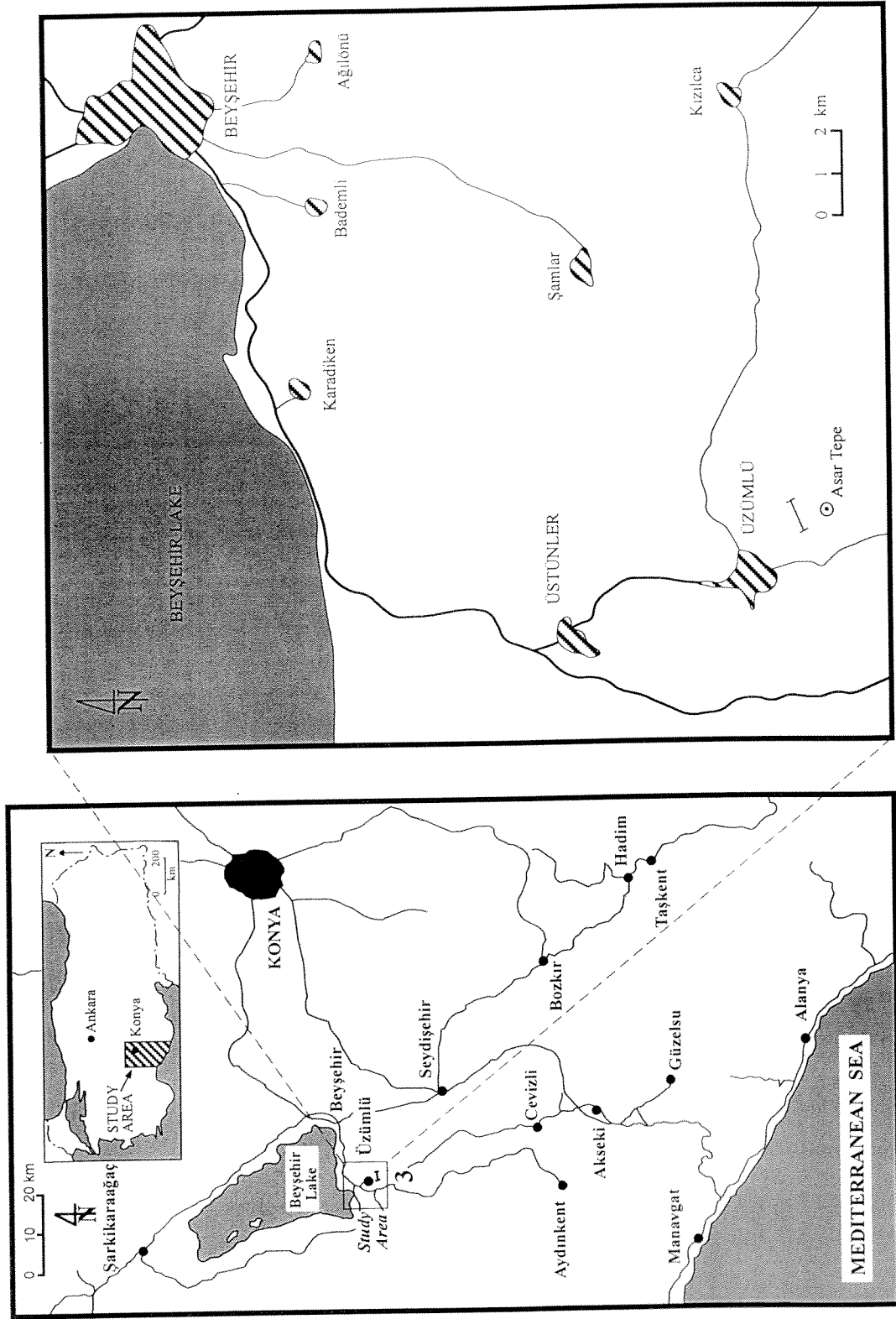
Senomaniyen'de 95.5 milyon seneleri) 1 nolu kesitte ortaya konulan uyumsuzluk düzeylerinin, metre ölçeğinde tanınan devirsel çökellerinin sayısı kullanılarak, projeksiyonu ile bulunmuştur. Tabaka tabaka çalışılan istifin bu düzeylerinde karst breşi veya erime düzeyleri gözlenemeyişi üç türlü açıklanabilir. Birinci olasılık bu düzeylerde arazide çok ayrıntılı gözlem yapılmasına rağmen, zaman zaman mikroskopik düzeyde gözlem yapılması gereği olabilir. Zira, su üstü olan bu düzeyler göze çaracak veya arazide lup kullanılarak tanınabilecek kadar çarpıcı görüntülerde yüzeyler oluşturmamış olabilir. İkinci olasılık bu düzeylerin daha sonraki diyajenetik olaylarla, örneğin sitilolitlerin oluşması ile kısmen yok olmuş olmasıdır. Üçüncü olasılık ise platform geometrisi ile açıklanabilir. Zira Tip 2 uyumsuzluk düzeyleri oluşurken bu kesitin ölçüldüğü hat üzerindeki düzeyler su üstü olmamış olabilir. Bu kesitteki bazı Tip 2 düzeylerinin gözlenmemesini biz daha çok birinci olasılığa bağlıyoruz. Zira 1. kesite 3 km mesafede bulunan ve metre ölçeğindeki devirleri gelgit düzlüğü ortamı fasiyesleri ile üzerlenen bu kesitte de Tip 2 uyumsuzluk düzeylerinin oluşmuş olması gerekirdi.

Fele yöresinde ölçülen 2 nolu kesitte ortaya koyduğumuz 2. ve 3. derece sekanslar ve onların temsil ettiği devirler östatik yani global deniz seviyesi değişimlerinin kanıtlarıdır. Torosların Fele yöresinde Erken Kretase ve Senomaniyen başlangıcında oluşan lokal tektonik olayların kayıtları östatik sinyalleri pek etkilememiş görülmektedir (3. kısımdaki tartışmalara bakınız).

2.3.2. Üzümlü Yöresi

2.3.2.1. Coğrafik Konum

Projede amaca uygun olarak ölçülen stratigrafik kesit Beyşehir Gölü'nün yaklaşık 12 km güneyinde bulunan Üzümlü kasabası civarında yer almaktadır (Şekil 20). Üzümlü kasabasına ulaşım Beyşehir'den önce gölün güney sahili boyunca giden



Şekil 20. Üzümlü yöresinin ve yörede ölçülen stratigrafik kesitin coğrafik konumu.

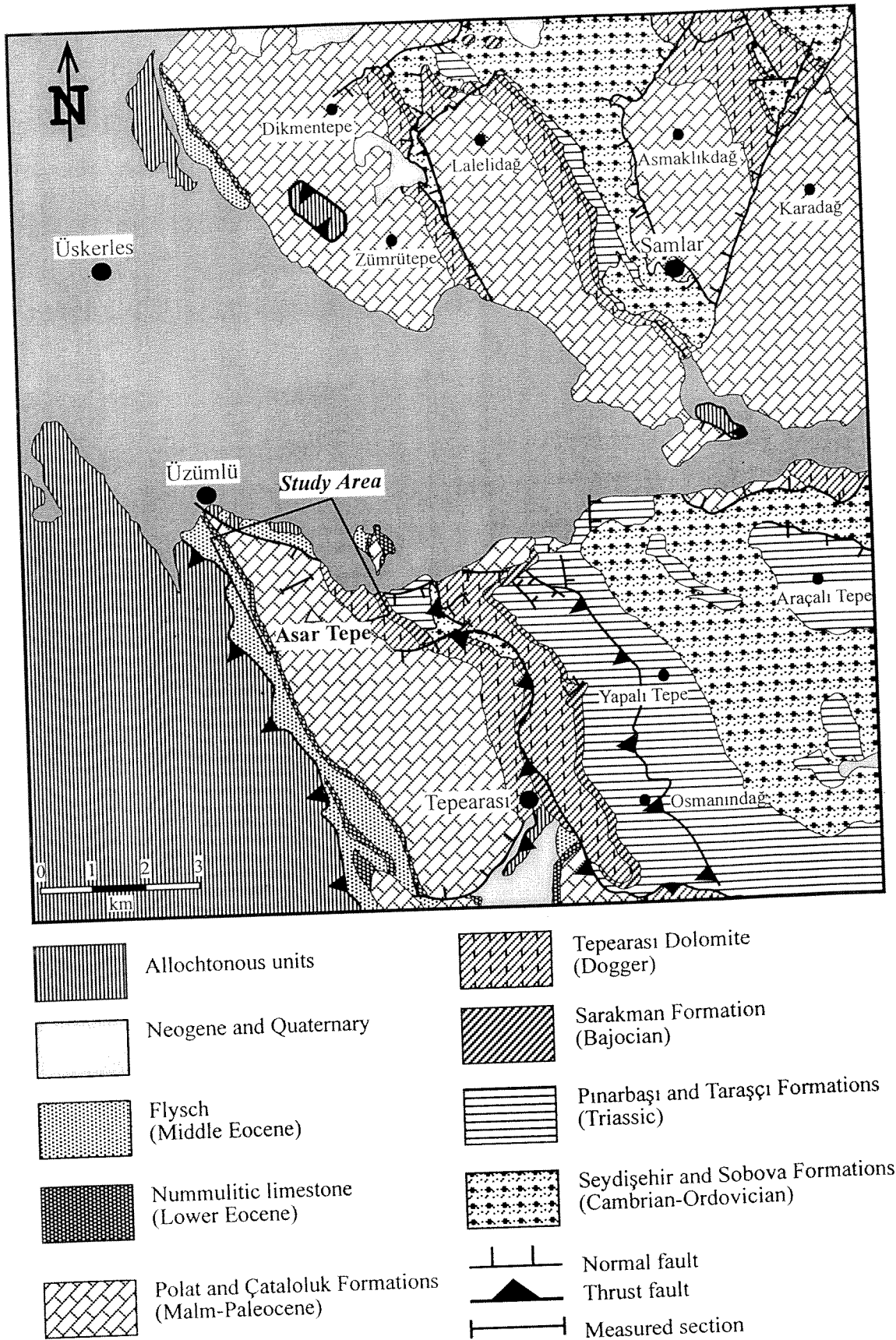
Sonrada güneye, Cevizli-Akseki istikametine dönen yolun Üstünler kasabası yönüne ayrılan bir kolu üzerinden yapılır. Kesit Üzümlü kasabası güneyinde bulunan Asar Tepe'nin yaklaşık 1 km kuzeyinde ölçülmüştür.

2.3.1.2. Yöresel Jeoloji ve Stratigrafi

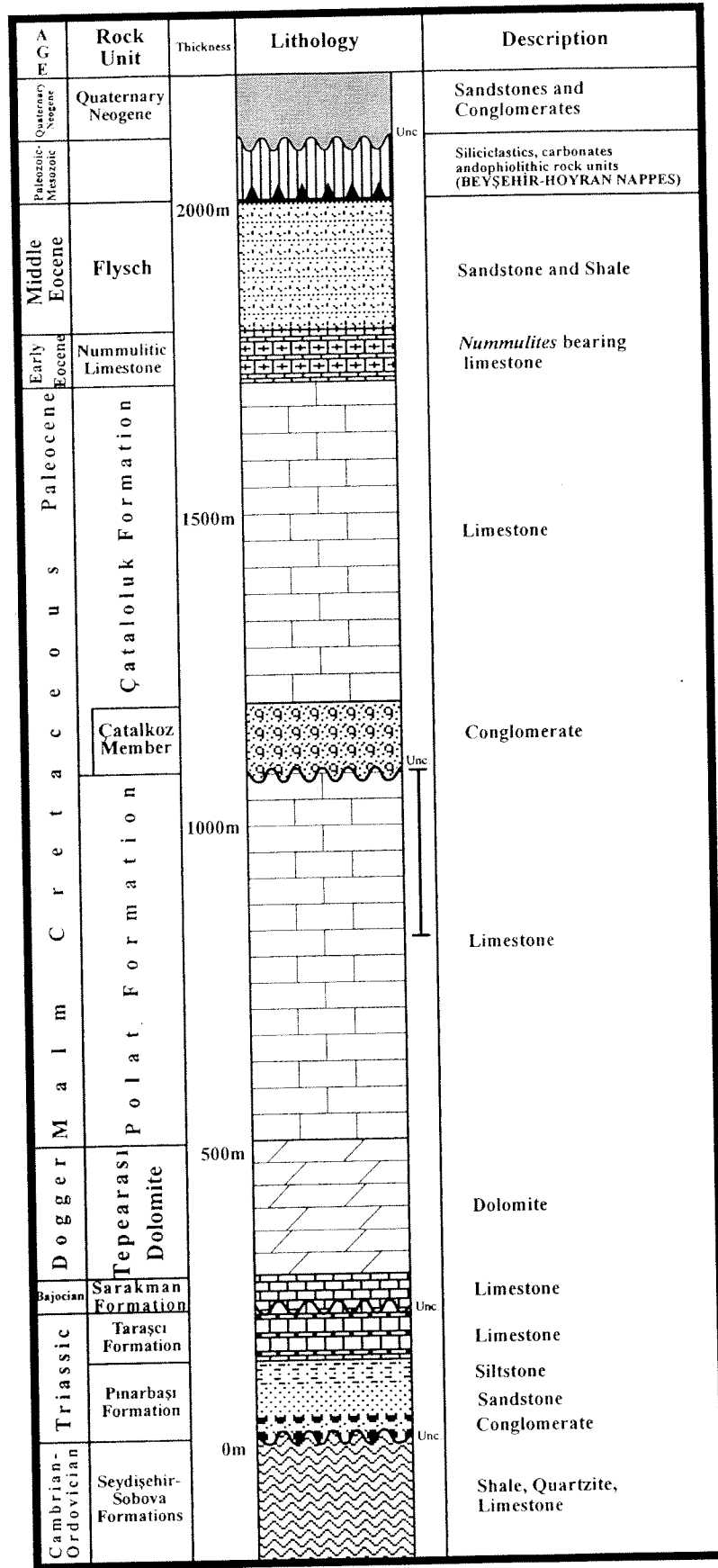
Beyşehir Gölü'nün hemen güneyinde Üskerles (Üstünler)-Üzümlü-Şamlar-Tepearası köy ve kasabalarının yerleşim alanlarını içeren bölge (Şekil 21) esas olarak Geyik Dağı Birliği'nin Beyşehir Gölü güney sahillerine ulaşan yüzleklerini içermektedir. Bölgede otokton veya paraotokton konumlu Geyik Dağı Birliği istifinin içindeki en yaşlı kayalar Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı olup kumtaşı, silttaşı, şeyil ve kireçtaşlarından oluşan Seydişehir ve Sobova Formasyonları ile temsil edilmektedir (Şekil 22). Bu iki formasyon Batı Toroslar'da Monod (1977) tarafından ayrıntılı olarak ele alınmış ve özellikle trilobit, brakiyopod, ekinoderm ve konodont gibi fauna toplulukları ile adı geçen birimlerin yaşları Akadiyen, Postdamiyen, Tremodok ve Arenig (Orta Kambriyen-Erken Ordovisiyen) olarak belirlenmiştir.

Bölgede Erken Paleozoyik yaşlı birimler Triyas tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 21). Triyas yaşlı birimler konglomera, kumtaşı ve silttaşı gibi silisiklastiklerden oluşan Pınarbaşı Formasyonu, üstte ise tabanında ince silttaşı ve kireçtaşı aralanması ve üst kesimlerinde de mavi ve sarı mikritik ve noduler kireçtaşlarından oluşan Taraşçı Formasyonu ile temsil edilmektedir. Monod (1977), bitki kalıntıları, lamellibrans, ammonit, ostrakod ve foraminifer gibi fosil toplulukları ile çalışılan bu birimlerin yaşlarını Aniziyen-Ladiniyen (Orta Triyas) olarak belirlemiştir.

Bölgede Jura-Kretase yaşlı birimler, gerek kuzeydeki Dikmen Tepe, Lalelidağ ve Asmaklıkdağ, gerekse güneydeki Asar Tepe civarlarında görüldüğü gibi (Şekil 21) tabanında ince bir demirli seviye içeren vaketaşı-istiftaşı fasiyesindeki koyu renkli kireçtaşları ile başlamakta ve bu birim bazan Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı, bazan da



Şekil 21. Üskerles (Üstünler)-Şamlar-Üzümlü-Tepearası dolaylarının jeoloji haritası (Monod, 1977'den basitleştirilerek çizilmiştir). Harita içinde gösterilen dikdörtgen alan Üzümlü-Asar Tepe civarında ayrıntılı haritalanan alanı göstermektedir (Şekil 23'e bakınız).



Şekil 22. Üskerles (Üstünler)-Şamlar-Üzümlü-Tepearası dolaylarının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesiti (Monod, 1977'den değiştirilerek ve düzeltilerek çizilmiştir). Üzümlü yöresinde çalışılan kesitin kronostratigrafik konumu dikey çizgi ile belirtilmiştir.

Triyas yaşlı birimleri uyumsuzlukla örtmektedir. Sarakman Formasyonu olarak bilinen 40-50 m kalınlıktaki birim (Şekil 22) Monod (1977) tarafından foraminifer ve alglerle geç Liyas-erken Doger yaşlı olarak belirlenmesine rağmen Altuner (1989) tarafından yapılan bölgesel yorumlar ve karşılaştırmalar bu birimin bölgede Bajosiyen yaşlı (*Selliporella donzelli* Zonu) olduğunu ortaya koymaktadır.

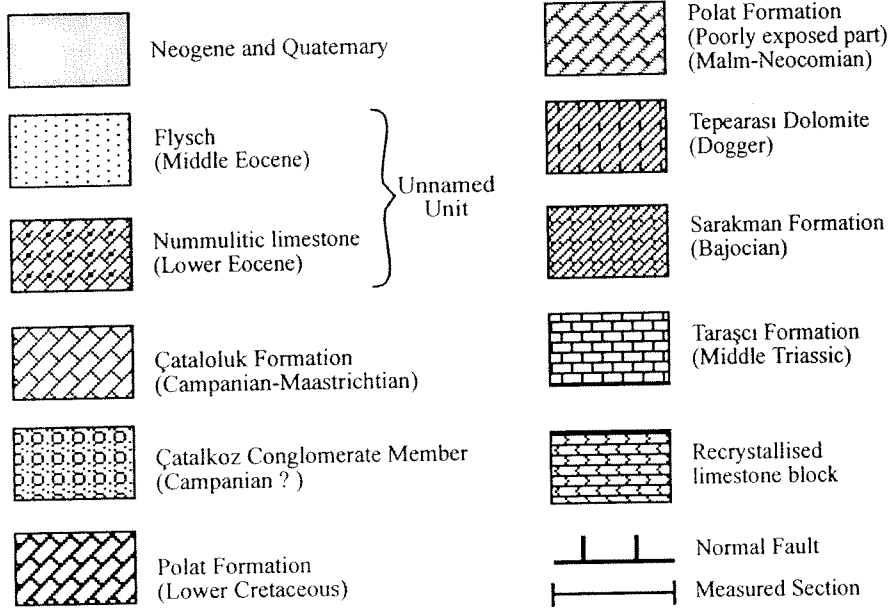
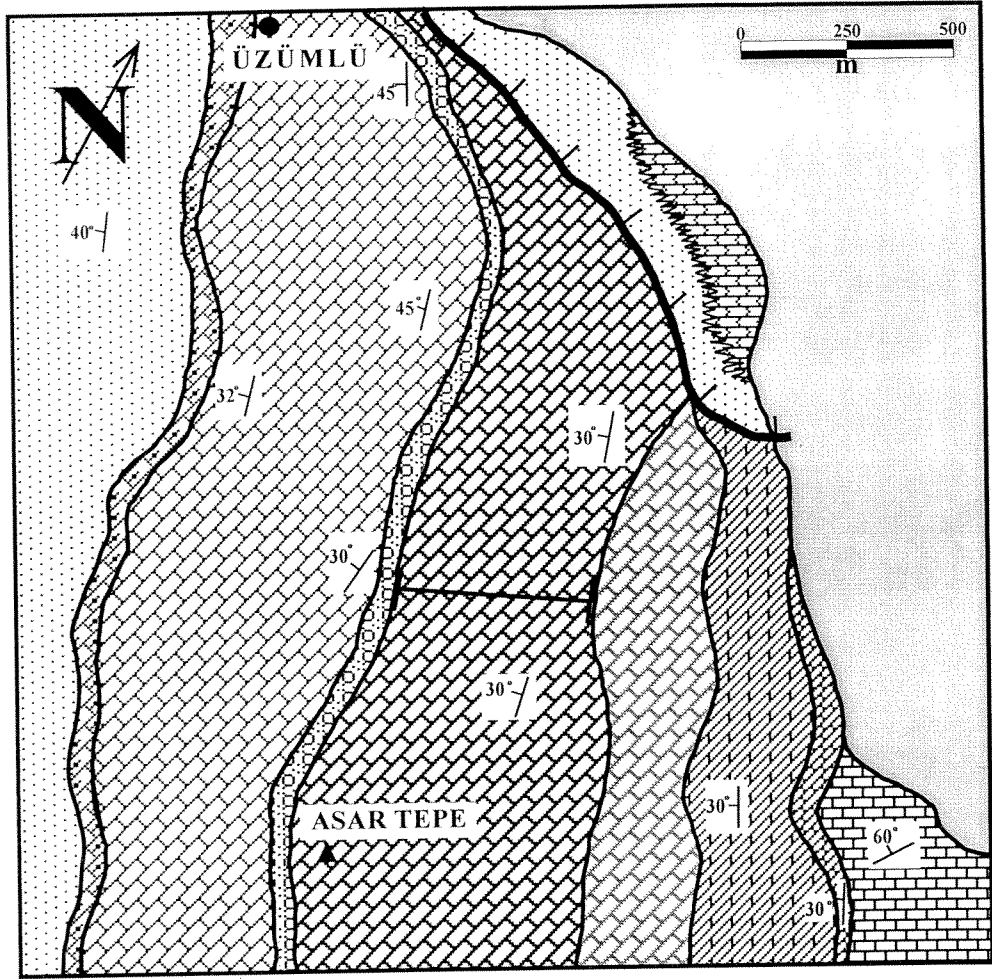
Sarakman Formasyonu bölgede düzenli yüzlekler veren kalın tabakalı veya bazan masif görümlü, koyu gri-gri renkli, şeker dokulu Tepearası Dolomiti tarafından uyumlu olarak örtülmektedir (Şekil 21, 22). Doger yaşlı bu birim daha sonra bölgede çok geniş yüzlekler veren (Şekil 21, bakınız Dikmen Tepe, Lalelidağ, Asmaklıkdağ, Karadağ, Asar Tepe) ve yaşlı Malm-Paleosen olan kalın bir karbonat istifi ile üzerlenir. İçinde Monod (1977) tarafından farkedilememiş çok önemli bir diskordans yüzeyi ve bu yüzeyin üzerinde çökelmiş bir alüvyon yelpazesi çökeli içeren bu karbonatlar en azından iki belirgin formasyondan oluşmaktadır. Bölgede Malm-Paleosen yaşlı karbonatların stratigrafisi Malm'de *Clypeina*, *Kurnubia* ve *Kilianina*, Alt Kretase'de *Salpingoporella*, "*Nummoloculina*" ve *Valvulammina*, Üst Kretase'de *Orbitoides*, *Lepidorbitoides* ve Paleosen'de *Ranikothalia*, *Lacazina* ve *Discocyclina* gibi alg ve foraminifer toplulukları ile kalibre edilmiştir.

Bölgenin Eosen stratigrafisi yaklaşık bütün Toroslar'da görülen sıkışmalı bir rejimin kayıtlarını göstermekte ve bölgede Tepearası güneybatısı-Üzümlü-Üskerles (Üstünler) hattı boyunca yüzeylemektedir (Şekil 21). İstif altta *Nummulites*, *Discocyclina*, *Assilina* gibi büyük foraminiferleri içeren Alt Eosen biyoklastik kireçtaşları ile Paleosen üzerinde uyumlu olarak başlamakta ve bu birim üste doğru ise marl, şeyil, silttaşı ve kumtaşı litolojilerinden oluşan tipik bir filiş istifine geçmektedir. Orta Eosen yaşlı filiş, içerdiği planktonik foraminifer, Nummulitidae, Discocyclinidae ve Kretase'den taşınmış faunası ile belirgindir. İçinde kendisini tektonik olarak

üzerleyen Monod (1977)'nin Beyşehir-Hoyran Napları (Özgül, 1976'nın Bozkır Birliği) bloklarını içeren ve ayrıca olistostromal düzeylerle de arakatılanan ve üzerlenen filiş, Geyik Dağı Birliği'nin bu bölgede en üst litolojik birimini temsil etmektedir.

Beyşehir Gölü'nün hemen güneyindeki bu bölgede (Şekil 21) otokton-paraotokton konumlu Geyik Dağı Birliği, Bozkır Birliği'nin (Özgül, 1976) Geç Triyas-Maastrichtiyen yaşlı Boyalı Tepe Birimi tarafından üzerlenmektedir (Monod, 1977). Bu bölgedeki kaya birimleri arasındaki mekanik dokunaklar, yani faylar iki ana tip altında toplanmalıdır. Bunlardan ilk tip Eosen sonu bölgesel tektoniğin sonucu olarak allokton birimlerin bölgeye yerleşimi ile ilgili olan bindirmeli yapılardır (Şekil 21). Bölgede görülen normal faylar ise muhtemelen Eosen sonrası-Neojen öncesi oluşmuş olmalıdır (Monod, 1977), zira bu fayların olası uzantıları Neojen birimleri tarafından örtülmektedir.

Bu çalışma kapsamında, üzerinde ayrıntılı araştırma yapılan stratigrafik kesitin jeolojik konumunu daha iyi belirlemek amacı ile Üzümlü kasabası yakınlarında ve Asar Tepe civarında yaklaşık 6.5 km² lik bir alan haritalanmıştır (Şekil 23). Çalışma alanında altta Aniziyen-Ladiniyen yaşlı, gri-sarı renkli, ince-orta tabakalı pelajik kireçtaşlarında oluşan Taraşçı Kireçtaşı bulunmakta ve bu birim tabaka doğrultuları yaklaşık kuzey-güney ve yatımları 30-40 derece batıya olan Jura-Kretase yaşlı bir istif tarafından bariz bir açısız uyumsuzlukla örtülmektedir. Bu kaya paketi bölgesel jeoloji ile uyumlu olarak sırası ile tabanında demirli bir düzey içeren ve kireçtaşlarından oluşan Bajosiyen yaşlı Sarakman Formasyonu, gri-koyu renkli, masif görümlü Doger yaşlı Tepearası Dolomiti, Malm-Erken Kretase yaşlı Polat Formasyonu, tabanında konglomeratik bir düzey içeren ve kireçtaşlarından oluşan Geç Kretase-Paleosen yaşlı Çataloluk



Şekil 23. Üzümlü yöresinin jeoloji haritası ve ölçülen stratigrafik kesitin Polat Formasyonu içindeki konumu.

Formasyonu ve daha üstte *Nummulites*'li kireçtaşı (Alt Eosen) ve silisiklastik bir filiş istifinden (Orta Eosen) oluşmaktadır. Haritalan alan içerisinde Eosen yaşlı filiş bu istifin üzerinde uyumlu olarak oturan en genç birim olarak görüldüğü gib normal bir fayla kesilerek daha yaşlı birimlerle mekanik bir dokunak ilişkisi içinde de bulunmaktadır (Şekil 23). Yörede incelenen Neojen, içinde kendisinden yaşlı birimlerden çakıl içeren bir konglomera birimidir ve yaşlı birimleri aşsal bir uyumsuzlukla örter.

Monod (1977) tarafından bu yöreyi de içeren çalışmasında "série carbonatée principale" olarak adlanan ve yaklaşık 1000-1200 m kalınlığında gösterilen Malm-Paleosen yaşlı birim bu çalışmada üç önemli litolojik birime ayrılmış ve haritalanmıştır (Şekil 23). Bunlardan ilki Malm-Albiyen yaşlı olup Hadim yöresinde tanımlanan Polat Formasyonu'na (Özgül, 1997) aittir. Birimin Malm ve erken Neokomiyen'e karşılık gelen alt kesimleri son derece kötü bir biçimde yüzeylemekte tamamen karstik olaylarla örselenmiş bir topoğrafya sunmaktadır. Birimin Alt Kretase'ye karşılık gelen kesimleri ise Asar Tepe eteklerinde ve kuzey uzantılarında tabaka tabaka takip edilebilen düzenli bir istif sunmaktadır.

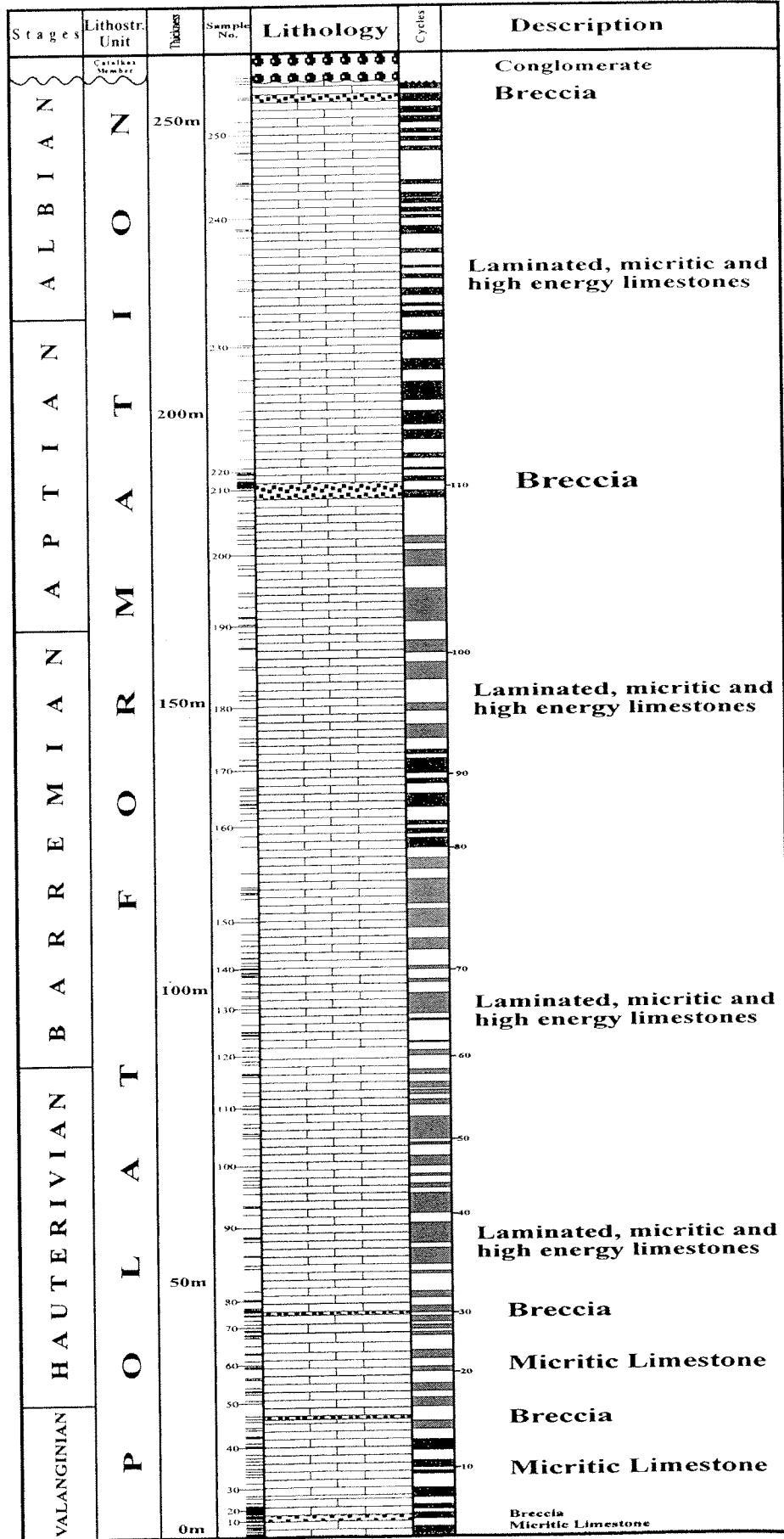
Çalışılan alanda Polat Formasyonu bir alüvyon yelpazesi çökeli olan, tamamen kireçtaşı klast ve çakıllarından oluşan, kalınlığı yanal olarak değişebilen ve 100 m'ye kadar ulaşabilen bir konglomera ile örtülmektedir. Yaşının yaklaşık Kampaniyen olabileceğini düşündüğümüz ve Özgül (1997)'de Çataloluk Formasyonu'nun tabanındaki Çatalkoz Konglomera Üyesi'ne karşılık gelen bu düzeyler yöredeki devamlı çökelmiş gibi gözükten kireçtaşlarını bariz bir uyumsuzlukla birbirinden ayırdetmektedir. Bu birim üstte ise Çataloluk Formasyonu'nun kireçtaşları ile örtülmekte ve bu birimde içerdği foraminiferlere göre Kampaniyen-Maastrichtiyen ve Paleosen yaşlı olarak ortaya koyulabilmektedir (aynı zamanda Monod,1977'ye bakınız).

Proje çalışmaları ile ilgili olarak bu yörede ölçülen stratigrafik kesit Polat Formasyonu'nun iyi tabakalı kesiminde yer almış olup Valanjiniyen-Albiyen karbonatlarını içermektedir (Şekil 23).

2.3.2.3. Alt Kretase Devirsel Çökelleri

258.37 m kalınlığında ve 1085 tabakadan oluşan stratigrafik kesitin son derece basitleştirilmiş bir görüntüsü şekil 24'de verilmektedir. Valanjiniyen-Albiyen aralığındaki kesit, Valanjiniyen-alt Hotriviyen kesiminde mikritik, üst Hotriviyen-Albiyen aralığında ise laminalı, mikritik ve yüksek enerjili kireçtaşları ve bunlarla arakatkılı breş düzeylerinden oluşmaktadır. Breş düzeyleri Fele yöresinde yapılan gözlemlerin ortaya koyduklarından farklı değildir. Bunlar Aslında uyumsuzluk düzeylerine karşılık gelen yerinde (*in situ*) veya çökme (collapse) ile oluşmuş çakıllardan yapıli ve içlerinde ekstraklastlar içermeyen karstik düzeylerdir (Levha I, şekil 2; Levha II, şekil 1-2; Levha III, şekil 1-2; Levha IV, şekil 1-2).

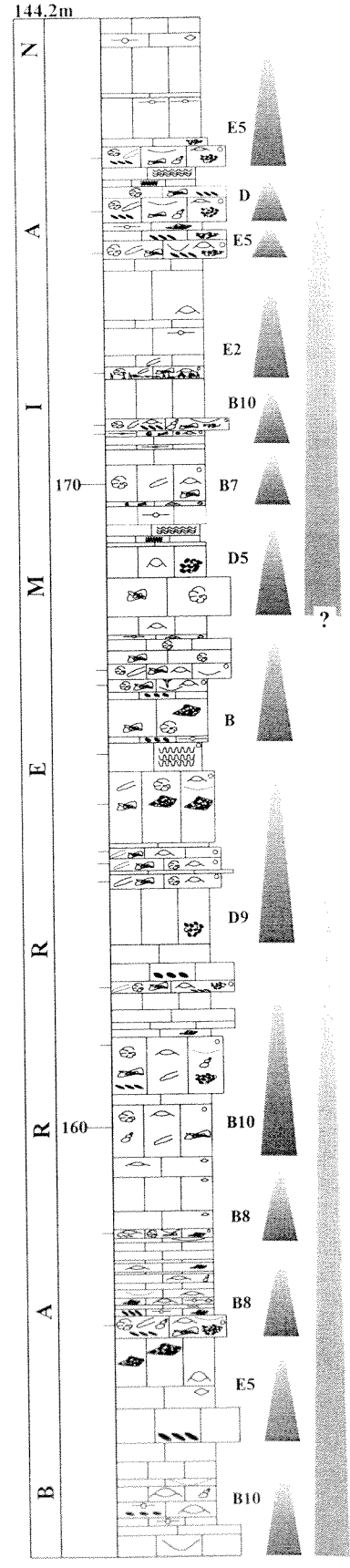
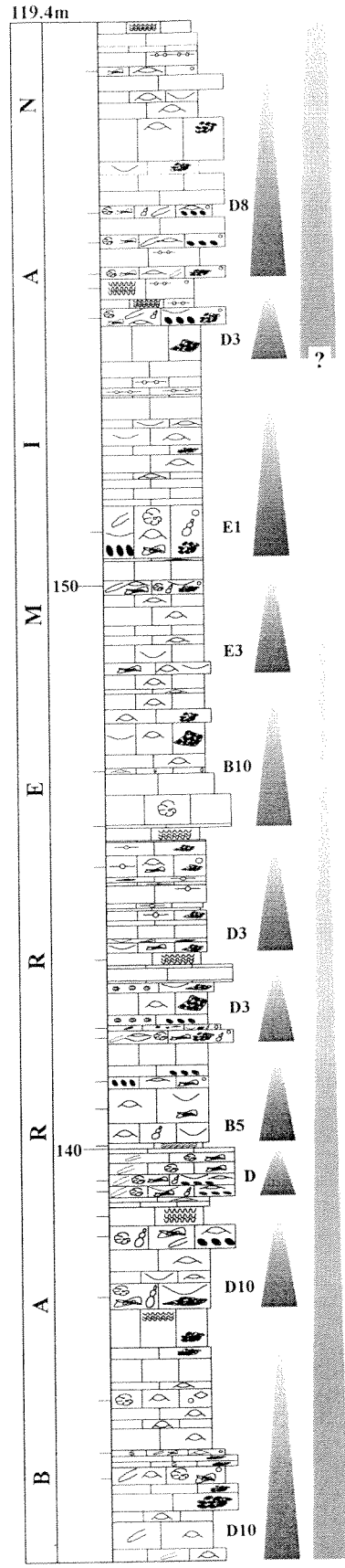
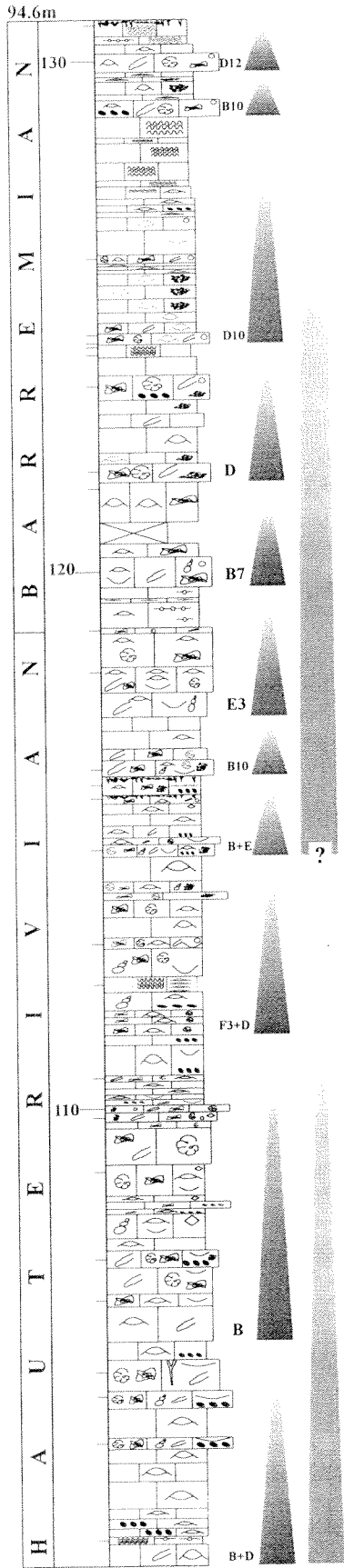
Metre ölçeğinde devirsel çökeller: Fele yöresinde ölçülen kesitlerde gözlenenler gibi, breş düzeyleri arasında bulunan mikritik, laminalı ve yüksek enerjili kireçtaşları çok sayıda metre ölçeğinde tekrarlanan devirsel çökellerden oluşmaktadır (Şekil 25). Sekans stratigrafisi terminolojisinde dördüncü derecedeki sekanslara (Vail ve diğerleri, 1991) karşılık gelen ve aslında denizel sellenme düzeyleri (marine flooding surface) ile sınırlanıp her zaman üste doğru sığlaşan bu kaya paketleri Van Wagoner (1985) ve Van Wagoner ve diğerleri (1988)'in parasekans tanımına karşılık gelmektedir. Valanjiniyen-Albiyen aralığında ölçülen bu kesitte birbirleri ile jenetik ilişkili sıralanmalar oluşturan bu devirsel çökeller gelgit çevresi (peritidal) tipi karbnoat çökellerinden oluşmaktadır (Şekil 12, Kretase kısmı ve şekil 13). Bunlar transgresif (Levha V, şekil 1) ve gelgit altı (Levha V, şekil 2-3; Levha VI, şekil 1-3) fasiyesleri ile başlamakta, üstte ise gelgit arası veya üstü (Levha XII,



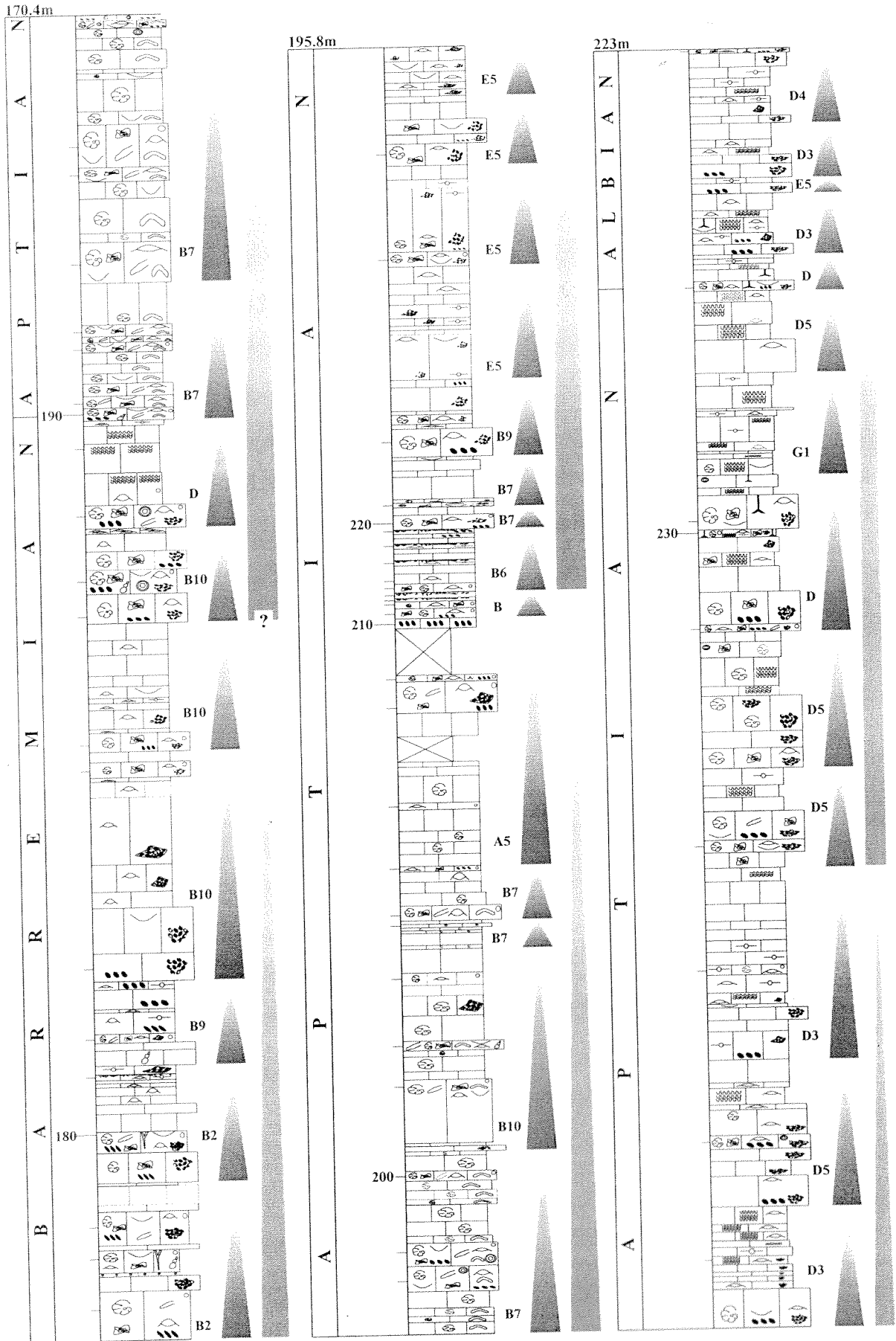
Şekil 24. Üzümlü yöresinde Valanjiniyen-Albiyen aralığında ölçülen kesitin basitleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri.



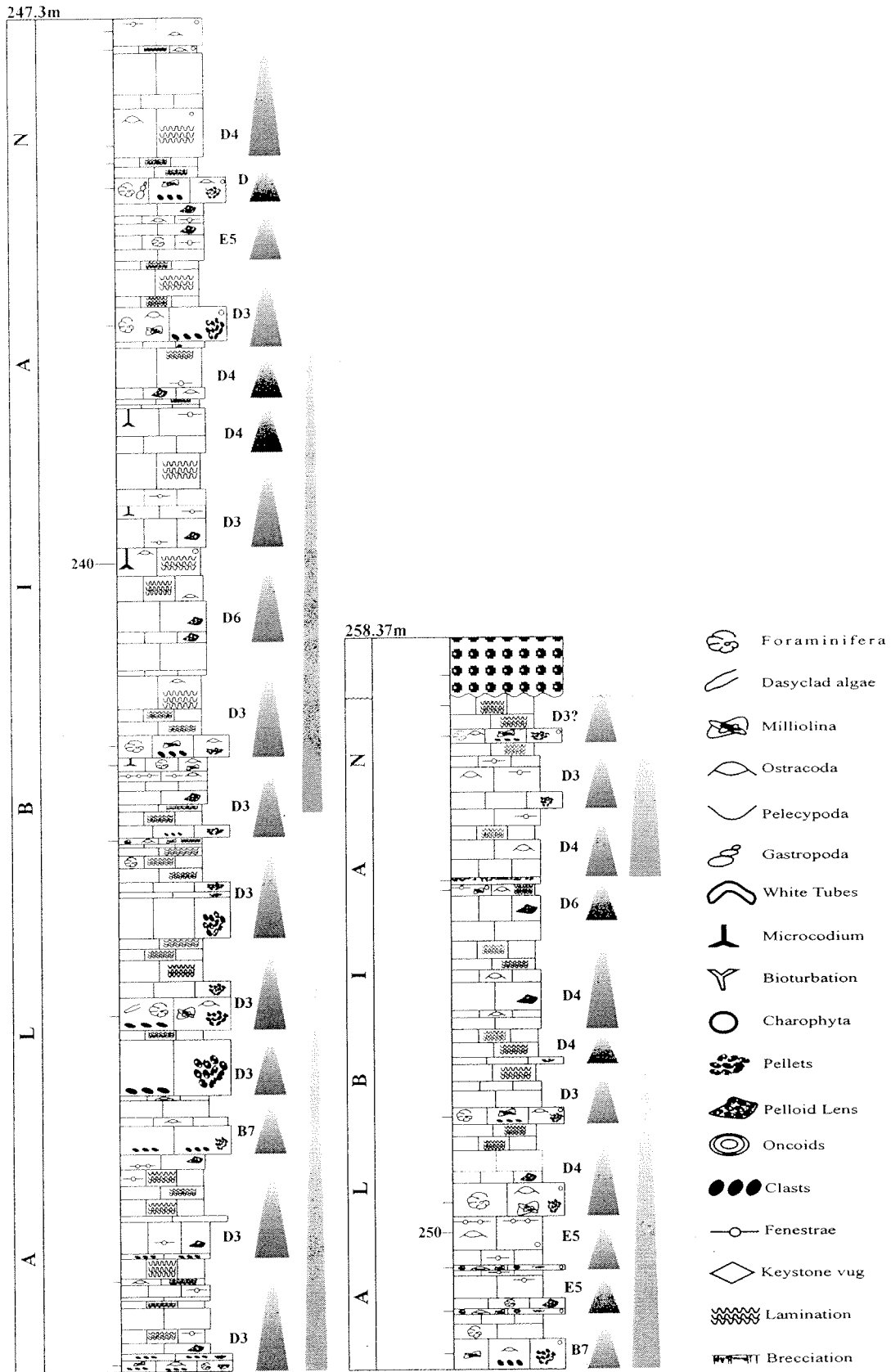
Şekil 25. Üzümlü yöresinde Valanjiniyen-Albiyen aralığında ölçülen kesitte metre ölçeğinde devirsel çökeller (parasekanslar). Küçük oklarla gösterilenler devirsel çökellerdir. Büyük harf ve rakamla verilen semboller devirsel çökel tiplerini göstermektedir (bakınız şekil 15). Uzun oklar ise 3. derece sekanslara karşılık gelmektedir.



Şekil 25'in devamı.



Şekil 25'in devamı.



Şekil 25'in devamı.

şekil 1-2; Levha XIII, şekil 1-3; Levha XIV, şekil 1-4; Levha XV, şekil 1-3) fasiyeslerle üzerlenerek bir sonraki devirsel çökelin (parasekans) transgresif tabakası ile örtülmekte veya en üst düzeyinde su üstü olma yapılarını (Levha 1, şekil 2; Levha II, şekil 1-2; Levha III, şekil 1-2; Levha IV, şekil 1-2; Levha VII, şekil 1-3; Levha VIII, şekil 1-3; Levha IX, şekil 1-3; Levha X, şekil 1-2; Levha XVI, şekil 1-3; Levha XVII, şekil 1-2) içermektedir. Üzümlü kesitinin Alt Kretase stratigrafisi içindeki bu tip parasekanslar ise, Fele yöresinde ölçülen kesitlerde gözleendiği gibi, Üst Jura tipi asimetrik karakterli parasekanslarla ar dalanmaktadır. Bu tip parasekanslar ise gelgit arası veya üstü fasiyesleri içermeyen eksik döngülerdir (Şekil 12, Jura kesimi).

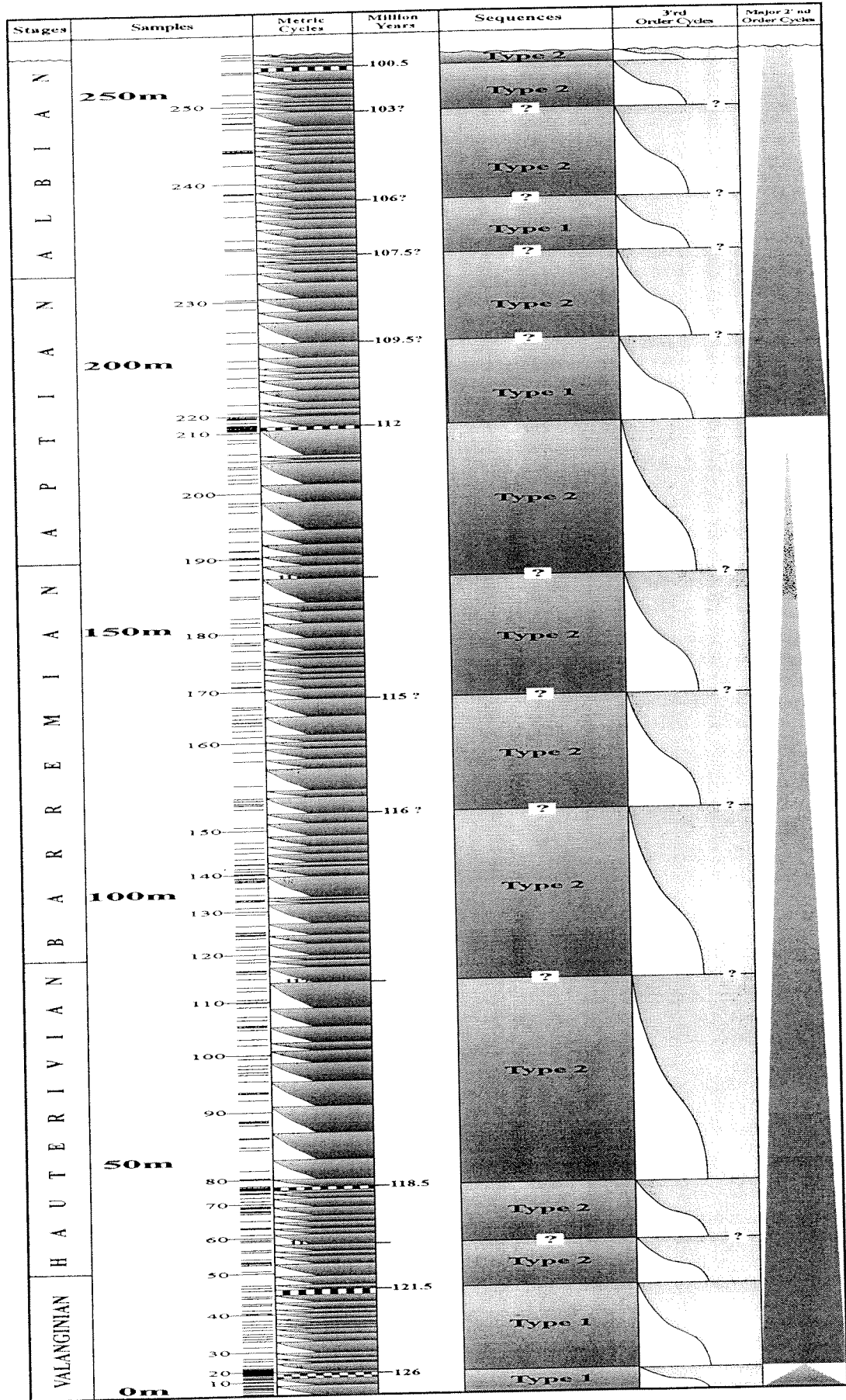
Üzümlü kesitinde Valanjiniyen-Albiyen aralığında 140 parasekans tanınmıştır. Bu parasekanslar şekil 15’de verilen tiplere göre sınıflandırılmış ve kesit boyunca A, B, C, D, E, F ve G tip ve astipleri tanınmıştır (Şekil 25). Valanjiniyen ve Hotriviyen’in önemli bir kesiminde A, B, C ve E tiplerinin ar dalanması görülmektedir. Yani bu aralıkta, üzerinde gelgit düzlüğü ilerlemesi fasiyeslerini (Jones ve Desrochers, 1992) içermeyen asimetrik devirler ile üst kesimlerinde kuş gözü yapılı veya loferitik kireçtaşlarını içeren devirler hakim vaziyettedir. Bu çökeller üzerinde gelgit düzlüğü fasiyeslerini içeren ve tipik bir Alt Kretase çökeli olan D tipi nadiren arakatkılanmaktadır. En üst Hotriviyen’den itibaren Üzümlü yöresinde devirler çökeller karakterlerini değiştirmekte ve özellikle gelgit düzlüğü ilerlemesini karakterize eden çökeller ön plana çıkmaktadır. Kesitte Barremiyen-Albiyen aralığı içinde özellikle D tipi çökeller hakimdir ve bunlar bazan fenestral kireçtaşları ile son bulan E tipi çökeller ve daha seyrek olarak da B tipi asimetrik çökellerle arakatkılanmaktadır. Özellikle Apsiyen’in en üst kesimi ve Albiyen D tipi çökellerle karakterize edilmektedir. F ve G, yani gene gelgit arası çökellerin varlığı ile temsil edilen Kretase tipleri (Şekil 15) ise özellikle Apsiyen ve Albiyen’de nadir olarak bulunmaktadır.

Özetle, Üzümlü kesitinde izlenen devirsel çökellerin (parasekanslar) jenetik sıralanması bu lokalitenin yaklaşık 50-60 km kuzeyinde bulunan Fele yöresinde ölçülen kesitlerde gözlenenler gibidir. Geyik Dağı Birliği'nde temsil edilen Toroslar'ın platform içi karbonatlarında Valanjiniyen-Hotriviyeen aralığının önemli bir kesiminde gelgit düzlüğü ilerlemesini bariz olarak gösteren fasiyesler gözlenemezken en geç Hotriviyeen'den itibaren bu fasiyesler ortaya çıkmış ve devirsel çökeller deniz seviyesi değişimleri oluşurken gelgit düzlüğü çökellerinin ilerlemesi veya deniz sellenme düzeylerinin oluşması ile gelişimlerini en azından Albiyen'e kadar devam ettirmiştir.

Üzümlü kesitinde en sıhhatli bir şekilde tespit edilmiş aralıklardan birisi erken Valanjiniyen'deki 126 milyon sene ve Apsiyen içindeki 112 milyon senelik sekans sınırları arasındadır Bu aralıkta sayılan metre ölçeğindeki devirsel çökel sayısı 91'dir. Bu devirsel çökellerin Fele yöresinin 1 nolu kesitindeki sayısı 86'dır. Metre ölçeğindeki devirsel çökellerin sayılarındaki tutarlılık platform üzerindeki 50-60 km mesafede bulunan iki lokalitede deniz seviyesi oynamalarının izokronik olarak kayıt edilebileceğini göstermektedir. Fele kesitindeki devirsel çökellerin sayısının biraz az olması Üzümlü kesitindeki bazı 5. derece sekans tiplerinin 4. derece sekans tipleri karıştırılmış olmasından kaynaklanabilir.

Üzümlü yöresindeki metre ölçeğindeki devirsel çökellerin yörüngesel etkilerle çökeldiği konusu çalışılan bütün kesitlerin korelasyonu sonucu 3. kısımda ele alınacaktır.

2. ve 3. derece sekanslar: Üzümlü kesitinde tanınabilen önemli karst breşi düzeyleri Haq ve diğerleri (1987, 1988)'in "Coastal Onlap" ve "Global Sea Level Changes" eğrileri ile karşılaştırıldığında, biyostratigrafi ile ortaya konulabilen kronostratigrafik çatı içinde, 2. ve 3. derece devirlerin sınırlarına karşılık gelmektedir (Şekil 26). Bu kesitte "Başlıca 2. Derece Devirler" (Major Second Order Cycles) diye



Şekil 26. Üzümlü yöresindeki kesitte Valanjiniyen-Albbiyen aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler.

tanımladığımız aralıklar bu kesitte de tanınmıştır. Valanjiniyen-Albiyen aralığında sınırları arasında olanlar erken Valanjiniyen (126 milyon sene) ve Apsiyen (112 milyon sene) içindeki büyük deniz seviyesi düşüşlerine karşılık gelmektedir. 94 milyon seneye karşılık gelen sınır bu kesitte görülmemektedir. Zira orta Senomaniyen-Kampaniyen aralığında oluşan bir aşınma düzeyi Üzümlü kesitinin en üst Albiyen ve alt Senomaniyen'e karşılık gelen kısmını traşlamıştır. Tıpkı Fele yöresinde olduğu gibi "Başlıca 2. Derece Devirler" diye ayırdığımız devirlerin sınırları Üzümlü yöresinde de önemli faunal ve florasal değişimlere karşılık gelmektedir. Valanjiniyen'deki 126 milyon seneye karşılık gelenden sonra foraminifer faunası ve dasiklad florasındaki artan çeşitlilik, Apsiyen'deki 112 milyon seneye karşılık gelende ise foraminifer faunasındaki büyük değişme ve dasiklad florasındaki büyük yokoluşlar önemli biyolojik olaylardır.

Üzümlü kesitinin Valanjiniyen-Albiyen aralığında beş önemli breş seviyesi tanımlanmıştır. Bu breş düzeylerinden ikisi yukarıda belirttiğimiz gibi alt Valanjiniyen ve Apsiyen içine karşılık gelmekte ve sırası ile 126 ve 112 milyon senelerinde oluşan Tip 1 uyumsuzluk düzeyi olarak değerlendirilmektedir. Bu aralık içinde olması gereken üçüncü bir Tip 1 uyumsuzluk düzeyi Fele kesitleri ile parasekans sayılarının karşılaştırılması sonucunda belirlenen ve Albiyen'in tabanına denk gelen 107.5 milyon senelik seviyedir. Bu çalışmadaki veriler, bu düzey Fele yöresinde fiziksel verilerle tanınmış olmasına rağmen, klasik bir Tip 1 uyumsuzluk düzeyi olmadığını göstermektedir. Gerçektende Haq ve diğerleri (1988)'in "Östatik Devirler" eğrisinde bu seviyenin Valanjiniyen veya Apsiyen'deki diğer Tip 1 uyumsuzluk düzeyleri kadar önemli olmadığı görülmektedir. Kanımızca bu seviyedeki deniz seviyesi düşüşü gelgit düzlüğü üzerini bile tam su üstü etmemiş olabilir, etti ise bile Üzümlü yöresinde bu düzeydeki karstik görüntü makroskopik düzeye ulaşmamış olabilir.

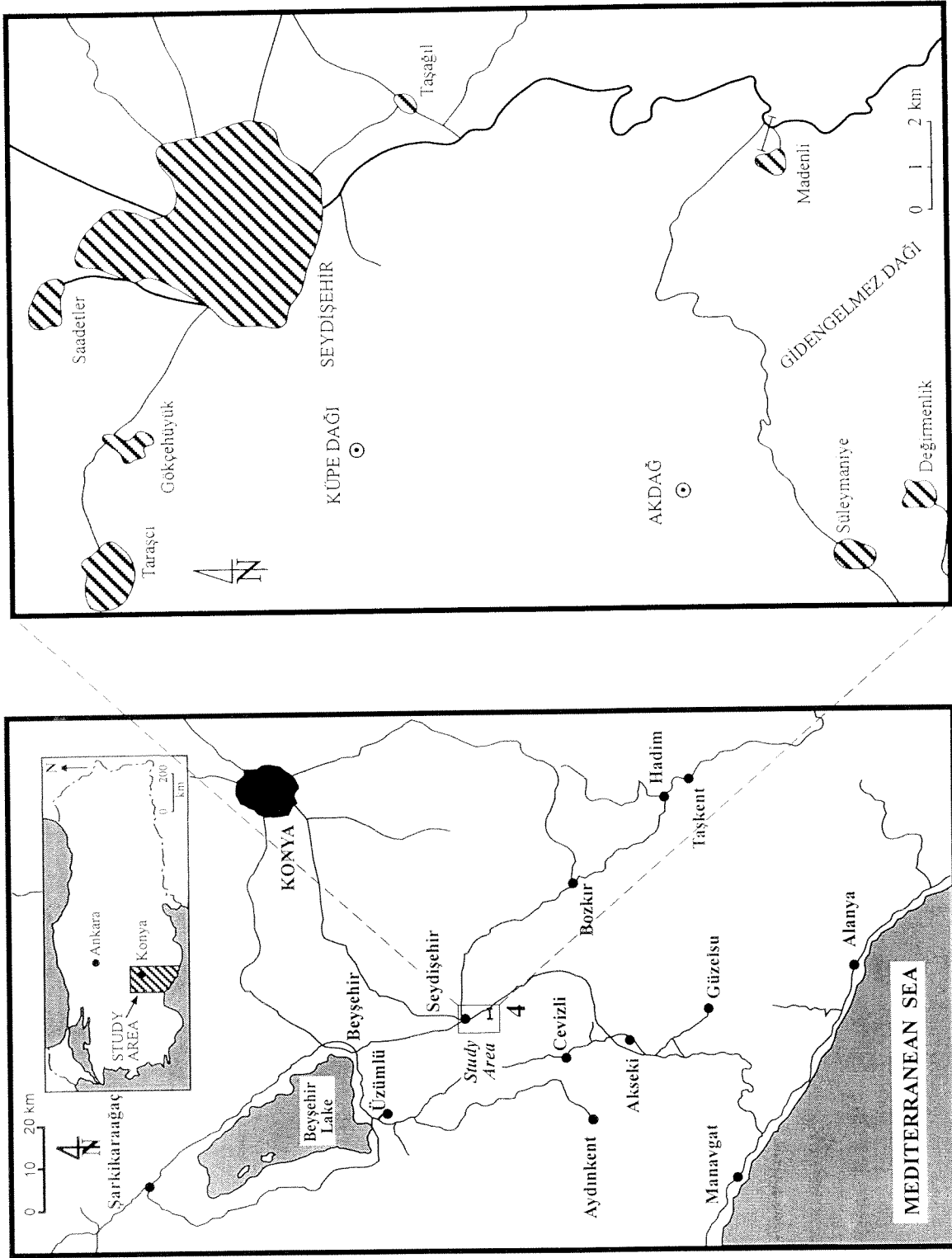
Üzümlü kesitindeki diğer breş düzeyleri Haq ve diğerleri (1988)'e göre Tip 2 uyumsuzluk düzeyleridir Bunlar Valanjiniyen'de (121.5 milyon sene), Hotriviyen'de (118.5 milyon sene) ve Albiyen'de (100.5 milyon sene) tanınmıştır. Kesitte tanımlanan ve soru işareti ile belirtilen diğer düzeyler (Hotriviyen: 119.5 ve 117.5 milyon seneleri; Barremiyen: 116, 115 ve 113.5 milyon seneleri; Apsiyen: 109.5 milyon sene, Albiyen: 106 ve 105 milyon seneleri) Fele yöresindeki 1 nolu kesitten parasekans sayısı bazında yapılan projeksiyon ile bulunmuştur. Bu düzeylerin fiziksel olarak gözlenememesinin açıklaması 107.5 milyon senelik Tip 1 uyumsuzluk düzeyinin belirgin bir breş düzeyi ile gözlenememesinin açıklaması gibi yapılabilir. Yani, bu zaman düzeylerinde kıyı çizgisinin "kara" tarafındaki alanlar su üstü olmamış olabilir veya su üstü olmuş ise karstik yapılar bu düzeylerde makroskopik, yani gözle görülebilir düzeyde oluşmamış olabilir. Ayrıca bu tip düzeylerde oluşan bir denizel sellenme olayı bu düzeylerin üzerini süpürmüş de olabilir.

Üzümlü yöresinde ölçülen kesitte ortaya konulan düzeylerin, fiziksel olarak gözlenmiş veya gözlenmemiş, östatik olayların ortaya koyduğu devirlerin temsil ettiği sınırlar olduğu kanaatındayız. Zira bu sınırlar içinde oluşan metre ölçeğindeki devirsel çökeller, yani istifli oluşturan yapı taşları, karbonat platformunun değişik noktalarında isokron olarak oluşmaktadır.

2.3.3. Seydişehir (Madenli) Yöresi

2.3.3.1. Coğrafik Konum

Bu kesit Konya'nın 70 km kadar güneybatısında ve Beyşehir'in de 30 km kadar güneyindeki Seydişehir dolaylarında bulunmaktadır (Şekil 27). Kesit Seydişehir-Akseki-Antalya anayolunun 20. kilometresinde Madenli köyüne ayrılan yolun hemen



Şekil 27. Seydişehir (Madenli) yöresinin ve yörede ölçülen stratigrafik kesitin coğrafik konumu.

karşısındaki kireçtaşı mostrası üzerinde başlatılmış, bu noktadan batıya, Madenli köyüne doğru ölçülmüştür.

2.3.3.2. Yöresel Jeoloji ve Stratigrafi

Monod (1977) tarafından “Seydişehir Serisi” olarak adlanan Seydişehir ve dolaylarındaki stratigrafi tipik bir Geyik Dağı Birliği istifidir (Özgül, 1976). Bu istif üç ana kaya topluluğu ile temsil edilir. En altta yer alan kaya topluluğu Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı olup karbonatlardan oluşan Çaltepe ve silisiklastik litolojilerden oluşan Seydişehir Formasyonları'nı içermektedir (Şekil 28). Bu iki formasyonun tip lokaliteleri Seydişehir kasabası civarındadır ve bu birimlerin ayrıntılı stratigrafileri Dean ve Monod (1970) ve Monod (1977) tarafından ele alınmıştır.

İstifin ikinci önemli kaya topluluğu Triyas yaşlıdır. Alt Paleozoyik yaşlı kaya topluluğu üzerine uyumsuz olarak oturur. Aniziyen-Ladiniyen stratigrafisi, altta karasal ortamdaki denizel ortama kadar değişen silisiklastik litolojileri ile Pınarbaşı Formasyonu, daha üstte ise pelajik kireçtaşları ile Taraşçı Kireçtaşı ve resifal kireçtaşları ile Toptaş Kireçtaşı'ndan oluşur. Üstteki Karniyen ise kumtaşı, marl ve şeyil gibi litolojilerden oluşan Sarpiardere Formasyonu'dur.

Geyik Dağı Birliği'nin Seydişehir ve civarındaki üçüncü kaya topluluğu ise Jura-Eosen yaşlı istifdir. Bu kaya topluluğu Triyas yaşlı birimlerin üzerine uyumsuz olarak oturur. Doger stratigrafisi, altta kireçtaşı (Sarakman Formasyonu) üstte ise dolomitten (Tepearası Dolomiti) oluşur. Malm'de pelajik kireçtaşlarından oluşan ve bu çalışmada Akkuyu Formasyonu ile sinonim olarak düşünülen Değirmenlik tabakaları yer alır (Şekil 28). Malm-Senomaniyen yaşlı sığ denizel karbonatlar bu çalışmada Polat Formasyonu (Özgül, 1997) olarak adlanmıştır. Bu karbonatlar bölgede karstik düzeyler üzerinde oluşmuş boksitle sınırlanır. Bu kaya topluluğunun en üst kısımları Geç Kretase-Paleosen yaşlı rudistli, biyoklastik ve miliolidli kireçtaşları, daha sonra ise

Age	Formation	Thickness	Lithology	Description
Neogen-Quaternary		> 100 m	Unc.	Sandstone, Conglomerate and loose sediment debris
Paleozoic-Mesozoic			Unc.	Ophiolitic rocks, carbonates and siliciclastics (BEYŞEHİR- HOYRAN NAPPES)
Ypresian-Lutetian	Unnamed Unit	> 400 m		Debris flow deposits
		30 m		Alternation of shale and sandstone
				Nummulitic limestone
Late Cret.-Paleocene	Unnamed Unit	300 m		Bioclastic limestone
			Unc.	Bauxite
Malm-E.Cretaceous	Polat Formation	600 m	I	Limestone
	Akkuyu Formation	100 m		Pelagic limestone
Dogger	Tepearası Dolomite	250 m		Dolomite
Bajocian	Sarakınan F.	50 m		Limestone
			Unc.	Sandstone, marl
Carnian	Sarıpırdere Formation	160 m		Limestone
Anisian-Ladinian	Toptaş L.	250 m		Pelagic limestone
	Taraşçı Limestone			Conglomerate, sandstone, siltstone
	Paşlıpınar Formation	50 m	Unc.	
Ordovician	Seydişehir Formation	1200 m		Alternation of shale, mudstone and sandstone
Cambrian	Caltepe Formation	200 m		Nodular Limestone, Limestone, dolomite, dolomitic limestone

Şekil 28. Seydişehir dolaylarının geliştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesiti (Monod, 1977'den değiştirilerek ve düzeltilerek çizilmiştir). Madenli yöresinde çalışılan kesitin kronostratigrafik pozisyonu dikey çizgi ile belirtilmiştir

Erken-Orta Eosen yaşlı *Nummulites*'li kireçtaşları ve en üstte ise su altı moloz akıntısı çökellerini içeren kumtaşı-şeyil aradalanmasından oluşan bir filişle temsil edilir.

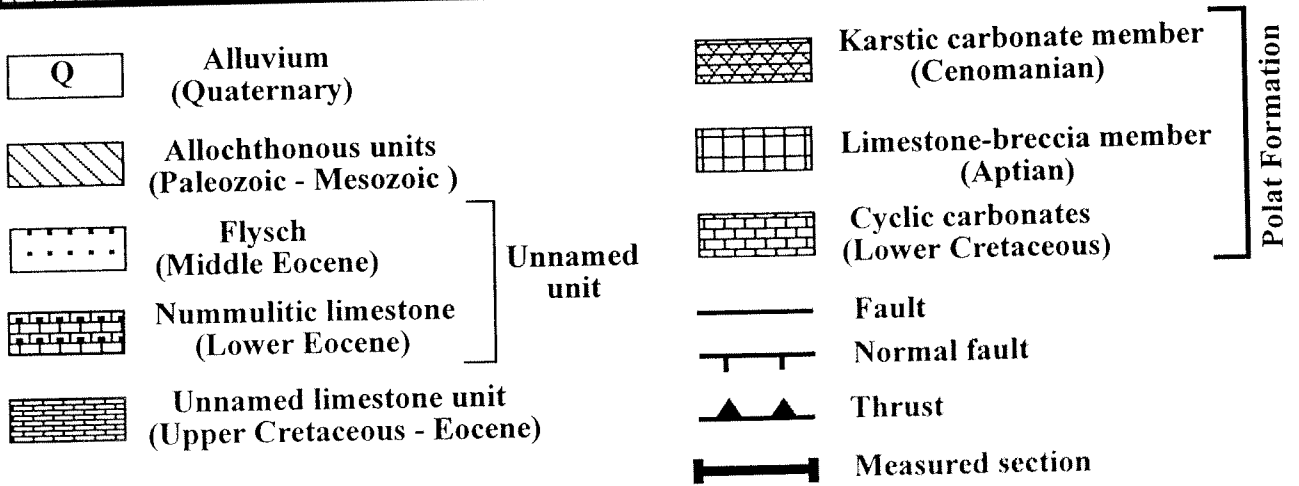
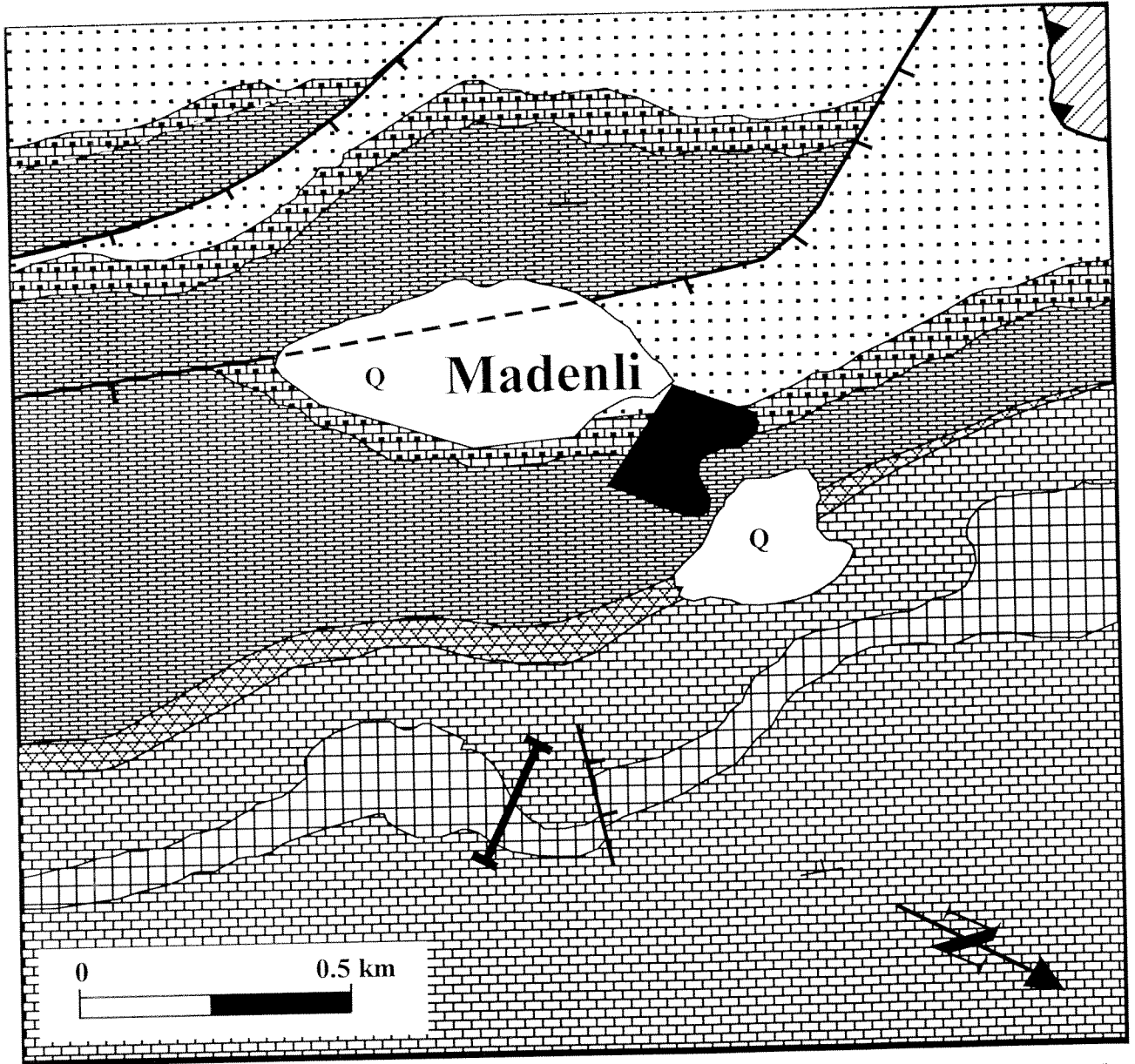
Seydişehir civarındaki Geyik Dağı Birliği istif Beyşehir Gölü'nün kuzey ve güneyinde olduğu gibi Beyşehir-Hoyran Napları (Özgül, 1976'nın Bozkır ve Aladağ Birlikleri) tarafından örtülür. Bu naplar hem ofiyolitik kayaları hem de karbonat ve silisiklastik blok ve istifleri içermektedir.

Bu çalışmada ele alınacak olan stratigrafik kesitin jeolojik konumunu daha iyi anlamak ve tanımlayabilmek için kesitin ölçüldüğü yerin hemen yakınındaki Madenli köyü (Şekil 27) civarında yaklaşık 4 km²'lik bir alanda jeoloji haritası yapılmıştır (Şekil 29). Bu çalışmada içinde araştırma yapılan Polat Formasyonu'nun devirsel çökellerinden oluşan Alt Kretase-Senomaniyen aralığında, Apsiyen'de kireçtaşı-breş aradalanmasından oluşan kireçtaşı-breş üyesi (limestone-breccia member) ile Senomaniyen'de karstik karbonat üyesi (karstic carbonate member) olmak üzere iki gayriresmi üye ayırtlanmıştır. Haritada Madenli köyü ve batısında gözlenenler Seydişehir istifinin üst kesimleridir (Şekil 29). Bunlarda Üst Kretase-Paleosen rudistli ve miliolidli kireçtaşları, Alt Eosen *Nummulites*'li kireçtaşları ve en üstte ise içinde zaman zaman olistostrom ve bloklar içeren silisiklastik filiş istifidir.

Haritada görüldüğü gibi istif, Eosen'de allokton birimler (Beyşehir-Hoyran Napları) ile üzerlendikten sonra, iki normal fayla kesilmiş, batıdan doğuya doğru basamak halinde tekrar eden paketler oluşturmuştur. Bu çalışmada ölçülen kesit Polat Formasyonu'nun Alt Kretase devirsel karbonat çökellerinde gerçekleştirilmiş olup özellikle kireçtaşı-breş üyesini içermektedir.

2.3.3.3. Alt Kretase Devirsel Çökelleri

51.95 m kalınlığında ve 349 tabakadan oluşan Seydişehir (Madenli) kesitinin son derece basitleştirilmiş görüntüsü Şekil 30'da verilmektedir. Apsiyen-Albiyen aralığına



Şekil 29. Seydişehir (Madenli) yöresinin jeoloji haritası ve ölçülen stratigrafik kesitin Polat Formasyonu içindeki konumu.

Stages	Lithostr. Unit	Thickness	Sample No.	Lithology	Description
A P T I A N	P O L A T F O R M A T I O N	0m	1		Micritic and high energy limestones
		10m			
A L B I E N		40m	40		Breccia
		45m	45		Laminated, micritic and high energy limestones
		57m	57		Breccia
		58m	58		Micritic limestone
		62m	62		Breccia
		63m	63		Laminated limestone
		71m	71		Breccia
		71m	71		Laminated and micritic limestone
		91m	91		Breccia
		91m	91		Laminated, micritic and high energy limestones
A L B I E N		40m			Laminated, micritic and high energy limestones
		50m	112		

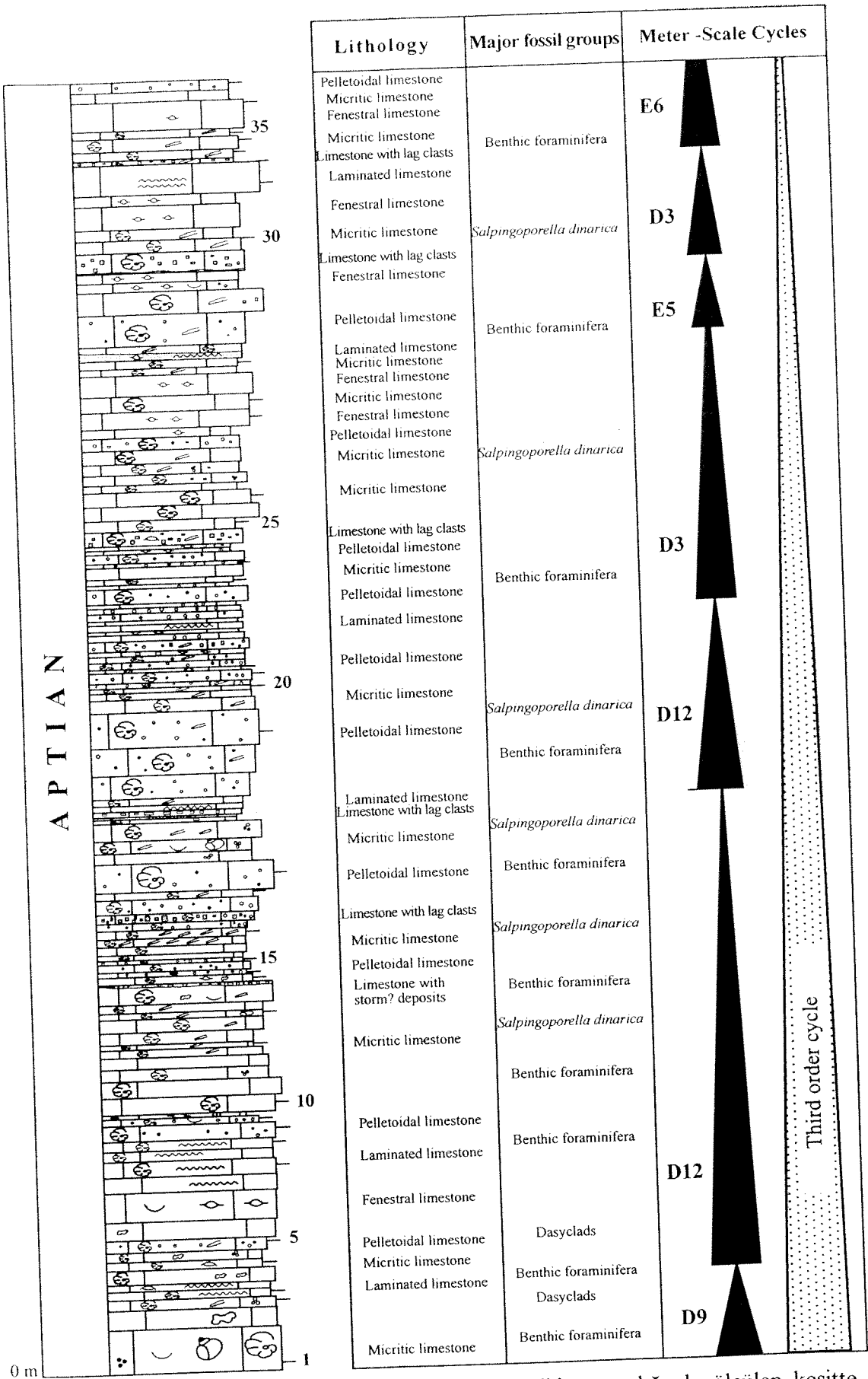
Şekil 30. Seydişehir (Madenli) yöresinde Apsiyen-Albiyen aralığında ölçülen kesitin basitleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri.

ait kesit, laminalı, mikritik ve yüksek enerjili kireçtaşlarından ve bunlarla arakatkılı breş düzeylerinden oluşmaktadır. Kesitte ortaya konulan breş düzeyleri karakter olarak Fele ve Üzümlü yörelerinde gözlenenlere benzemesine rağmen bu yörenin Apsiyen’inde oluşan karstik olaylar sonucu daha sıkça gözlenmektedir (Şekil 30). Bu breşler genelde uyumsuzluk düzeylerine ve bazen de metre ölçeğindeki devirsel çökellerin arasındaki diastemlere karşılık gelen yerinde (in situ) veya çökme (collapse) ile oluşmuş çakıllardan oluşan karstik düzeylerdir (Levha I, şekil 2; Levha II, şekil 1-2; Levha III, şekil 1-2; Levha IV, şekil 1-2).

Metre ölçeğinde devirsel çökeller: Seydişehir (Madenli) kesiti de, önemli breş düzeyleri arasındaki laminalı, mikritik ve yüksek enerjili kireçtaşı fasiyesleri ile parasekanslardan (Van Wagoner diğerleri, 1988; Vail ve diğerleri, 1991) oluşmaktadır (Şekil 31). Apsiyen-Albiyen aralığında ölçülen bu kesitte 42 adet tespit edilen devirsel çökeller, aslında 4. derece sekanslara (parasekans) karşılık gelmekte, kendi içlerindeki fasiyes düzenine ve kendilerini sınırlayan düzey ve fasiyeslere göre A, B, D, E, F, G ve H tipleri ve astipleri (Şekil 15) altında sınıflandırılmaktadır.

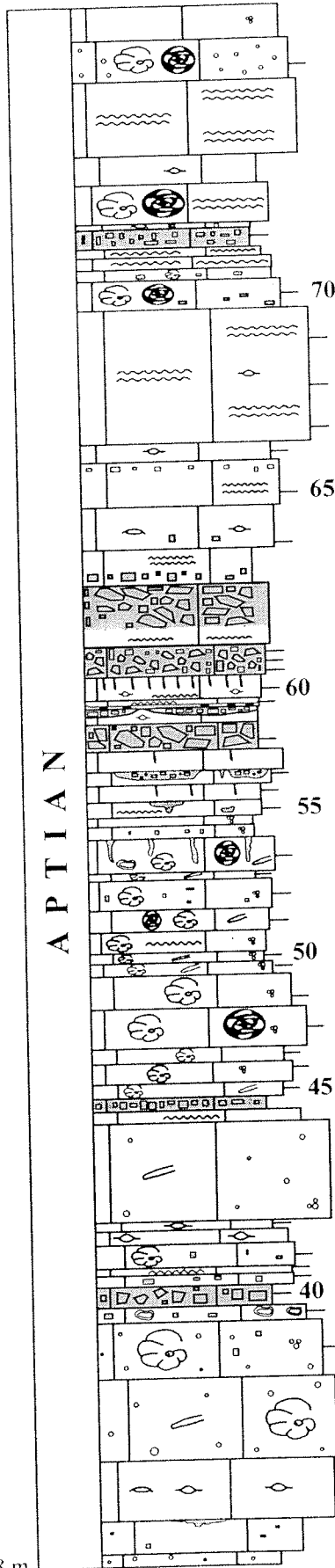
Kesitte tanınan A tipi, yani gelgit altı fasiyesleri (Levha VI, şekil 3) ile başlayıp üstte karst breşi (Levha III, şekil 1-2) düzeyleri ile örtülen ve gelgit düzlüğü çökel ilerlemesi fasiyeslerini (Jones ve Desrochers,1992) içermeyen asimetric parasekanslar sadece iki düzeyde gözlenmiştir (Şekil 31). B tipi yani tabanında sürüklenme çakılları (Levha V, şekil 1) ile başlayan ve gelgit altı fasiyesleri (Levha VI, şekil 3) ile belirginleşen asimetric tiplerde kesitte nadiren gözlenir. Seydişehir (Madenli) kesitinin ana yapısı D tipi, yani tabanında genellikle sürüklenme çakıllı (Levha V, şekil 1) fasiyesleri ile başlayan tavanında ise stromatolitik düzeylerle (Levha XII, şekil 1-2; Levha XIII, şekil 1-3) sona eren fasiyes tipleri ile belirlenmektedir. Etipi,

12.58 m



Şekil 31. Seydişehir (Madenli) yöresinde Apsiyen-Albiyen aralığında ölçülen kesitte metre ölçeğindeki devirsel çökeller (parasekanslar). Küçük oklarla gösterilenler devirsel çökellerdir. Büyük harf ve rakamla verilen semboller devirsel çökel tiplerini göstermektedir (bakınız şekil 15). Uzun oklar ise 3. derece sekanslara karşılık gelmektedir.

25.85 m



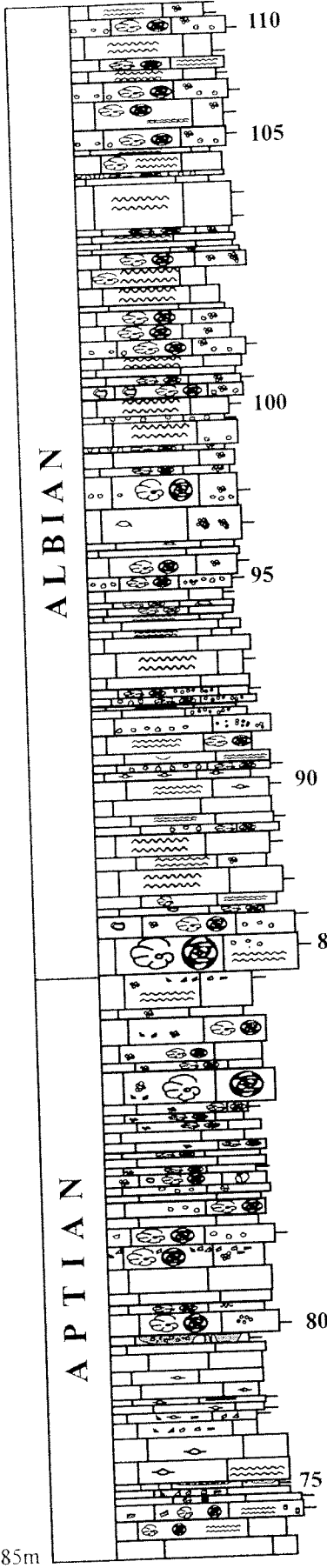
12.58 m

Lithology	Major fossil groups	Meter - scale cycles
Micritic limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	D9
Pelletoidal limestone		
Laminated limestone		
Fenestral limestone		D5
Laminated limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	
Breccia		
Laminated limestone		D7
Micritic limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	
Laminated limestone		F4
Fenestral limestone		
Laminated limestone		F4
Fenestral limestone		
Laminated limestone		F4
Breccia		
Laminated limestone		D7
Breccia		
Micritic limestone		A1
Breccia		
Micritic limestone		A1
Breccia		
Micritic limestone		
Laminated limestone		
Micritic limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	A5
Micritic limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	
Laminated limestone	Dasyclads	
Micritic limestone		
Micritic limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	D9
Micritic limestone		
Breccia		
Laminated limestone		D12
Pelletoidal limestone		
Fenestral limestone		
Micritic limestone	Benthic foraminifera	E7
Laminated limestone		
Limestone with lag clast		
Breccia		
Micritic limestone		
Pelletoidal limestone	Benthic foraminifera	
Pelletoidal limestone	<i>Salpingoporella dinarica</i> Benthic foraminifera	E6
Fenestral limestone		
Micritic limestone		
Pelletoidal limestone		

Third order cycle

Şekil 31'in devamı.

51.95m



Lithology	Major fossil groups	Meter - scale cycles
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera	D9?
Laminated limestone	Benthic foraminifera	D9
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera	D9
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera	D9
Laminated limestone		D10
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera	D10
Laminated limestone		D9
Pelloidal limestone		D9
Laminated limestone		
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	
Fenestral limestone		D10
Pelloidal limestone with clasts	Benthic foraminifera (large miliolids)	C1
Laminated limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	D1
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	D9
Laminated limestone		D9
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	D9
Laminated limestone		D9
Laminated limestone		D9
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera	D7
Laminated limestone		
Laminated limestone		
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	D9
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera	B6
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera	B6
Micritic limestone		H
Pelloidal limestone	Benthic foraminifera (large miliolids)	G1
Micritic limestone		F4
Fenestral limestone		B6
Laminated limestone		

3rd order cycles

25.85m

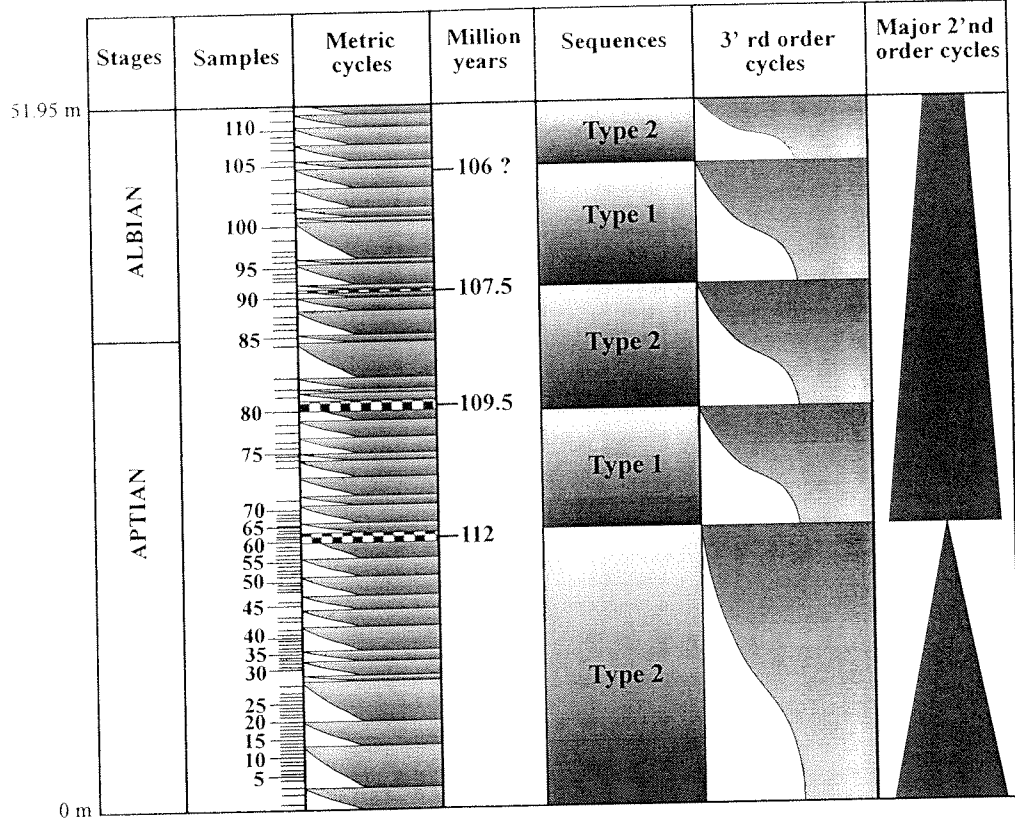
Şekil 31'in devamı.

yani loferitik veya fenestral düzeyler (Levha XIV, şekil 1-3) içeren devirsel çökeller (Şekil 15) ile de ardalanan D tipi ve astipleri kanımızca Alt Kretase'nin en belirgin döngülerini oluşturan ve üste doğru sığlaşma verilerini tam olarak gösteren devirsel çökellerdir. Seydişehir (Madenli) kesiti de, Toros karbonat platformunun geç Hotriviyen ve sonrasında oluşan gelgit düzlüğü ilerlemesi çökellerine iyi bir örneğini oluşturmaktadır.

Kesitte hem stromatolitik, hem de fenestral yapıları içeren F ve altta yüksek enerjili (Levha XI, şekil 1-3) fasiyeslerle başlayıp üstte yassı çakıllı düzeylerle (Levha X, şekil 1) sona eren H tipi fasiyesler de nadiren oluşmuştur. Tabanında stromatolitik düzeylerle başlayan ve üstte breşlerle biten G tipi devirsel çökel ise kesitte sadece bir düzeyde gözlenmiştir (Şekil 31).

Özetle, Seydişehir (Madenli) kesitinde gözlenen metre ölçeğindeki devirsel çökeller genelde gelgit düzlüğü ilerlemesi ve ani deniz sellenmesi ile temsil edilmektedir. Bu çökellerin oluşumunda yörüngesel olayların etkilerinin olup olmadığı konusu raporun 3. kısmında ele alınacaktır.

2. ve 3. derece sekanslar: Apsiyen-Albiyen aralığını temsil eden Seydişehir (Madenli) kesitinin en çarpıcı özelliği Apsiyen içinde 112 milyon seneye karşılık gelen çok belirgin bir breş düzeyi ile bu düzeyin altında ve üstünde yer alan parasekans sınırlarında da önemli karst breşi seviyelerinin yer almasıdır (Şekil 31-32, Levha III, şekil 1-2). Apsiyen içindeki bu önemli olay aslında bu çalışmada "Başlıca 2. Derece Devirler" diye ayırdığımız devirlerden Valanjiniyen-Apsiyen aralığında olanının üst sınırınıdır. Aynı zamanda bir Tip 1 uyumsuzluk düzeyi olarak tanınan bu seviyede Toros karbonat platformunda muhtemelen bütün platform içi bölgeler önemli bir deniz seviyesi düşüşü ile su üstü olmuş ve yerinde veya çökme ile oluşan breş düzeyleri bu olayı kayıt etmiştir. Kanımızca bu düşüş birkaç 10 metre, maksimum 50 m, civarında



Şekil 32. Seydişehir (Madenli) yöresindeki kesitte Apsiyen-Albiyen aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler.

olmuş olmalıdır. Zira Tip 1 uyumsuzluk düzeyinin hemen altındaki parasekansların gelgit altı kesimlerindeki alg ve foraminifer toplulukları maksimum 50 metre derinliğe kadar yaşayabilen organizma gruplarını içermekte (dasikladlar, lituolidler; Banner ve Simmons, 1994), uyumsuzluk düzeyinin hemen üzerindeki parasekanslar ise deniz seviyesinin oluşturduğu limitle (base level) bağımlı olarak çökelmiş gelgit arası fasiyeslerle başlamaktadır (bakınız şekil 31, Apsiyen kesiminde fasiyes değişimleri). Tip 1 uyumsuzluk düzeyinin altındaki ve üstündeki parasekansların sınırlarında görülen çok belirgin karst breşi düzeyleri deniz seviyesi düşüşünden sonra başlayan transgresyon anında henüz denizel şartların oluşmamış olması ve her an su üstü şartlarının oluşması karşısında şiddetli bir karstlaşma ve breşleşme imkanının yaratılmış olması ile açıklanabilir.

Seydişehir (Madenli) kesitinde de 112 milyon seneye karşılık gelen “Başlıca 2 Derece Devir” sınırında önemli bir faunal ve florasal değişim gözlenmektedir. Toros karbonat platformunun iç kısımlarında Valanjiniyen’den beri kısmen çeşitlenen fakat devamlı olarak ekolojik dağılımları deniz seviyesi oynamaları ile örselenen foraminifer ve dasiklad toplulukları en nihayet Apsiyen içi bu önemli deniz seviyesi düşüşü ile büyük bir kriz geçirmiştir. Bu çalışmada tanımlanan K2b Aszonu (veya K2 Zonu) ile K3 Zonu arasındaki sınırın (Şekil 6) 112 milyon seneye karşılık gelmesi tesadüf değildir. K2 Zonu içinde tanınan *Vercorsella scarsellai*, *Debarina hohounerensis*, *Voloshinoides murgensis*, *Salpingoporella dinarica* gibi bir çok takson bu sınırdan yok olmuştur. Yani bu önemli deniz seviyesi düşüşü bu formların yok oluşuna sebep olmuş denilebilir.

Bu çalışmada Apsiyen-Albiyen aralığında gözlenmesi gereken bir ikinci Tip 1 uyumsuzluk düzeyi ise Haq ve diğerleri (1987, 1988)’e göre 107.5 milyon senelik olmaktadır. Seydişehir (Madenli) kesitinde, tıpkı Üzümlü kesitinde olduğu gibi bu düzey,

Fele kesitlerinden parasekans sayısı bazında yapılan korelasyonla tespit edilmiştir. Bu düzeyde herhangi bir belirgin su üstü olma verisine rastlayamamız bu düzeyin, daha önce Üzümlü yöresi ile ilgili açıklamalarımızda da belirttiğimiz gibi, klasik bir Tip 1 uyumsuzluk düzeyi olmadığını göstermektedir. 107.5 milyon senedeki deniz seviyesi düşüşü gelgit düzlüğünü bile tam su üstü etmemiş olabilir. Bir başka ihtimalde bu düzeyin su üstü olmuş olması ve oluşan karstlaşmanın makroskopik düzeye ulaşamamış olmasıdır. 1 mm'lik bir karst düzeyi arazi gözlemleri ne kadar detaylı yapılmış olsa da atlanabilir.

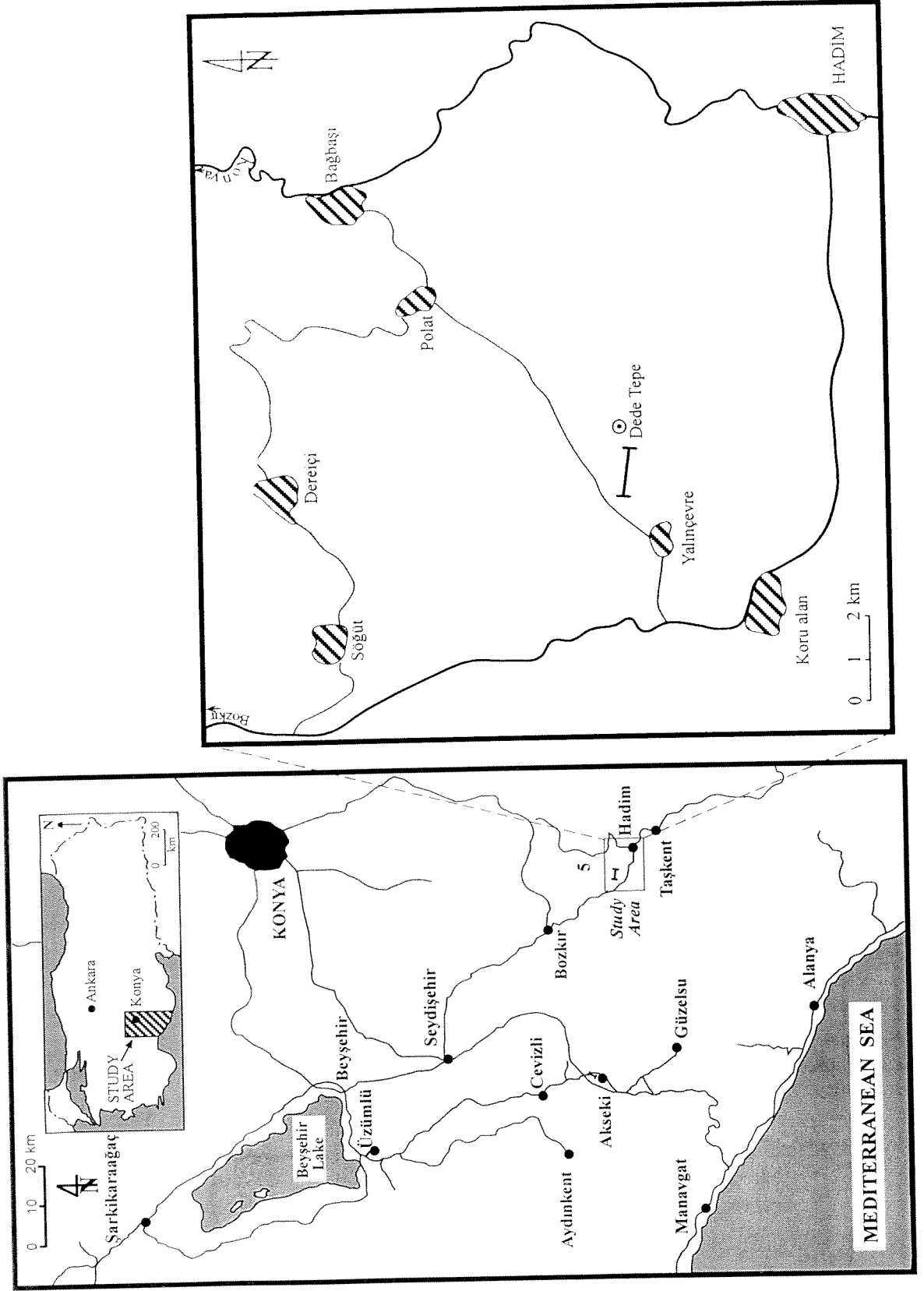
Seydişehir (Madenli) kesitinde tanınan Tip 2 sekanslar (Şekil 32) kesitin en alt düzeyinde 113.5 milyon senelik alt sınırı görülemeyen sekans ile 109.5 ve 106 milyon senelik düzeylerin üzerine oturan sekanslardır. Bunlardan 109.5 milyon senelik olanı belirgin bir karst breşi düzeyi ile tanınmakta olup Fele yöresinde tanınan düzeylerle isokronundur. Zira Fele ve Seydişehir kesitlerinde 112 ve 109.5 milyon seneleri arasında metre ölçeğinde ve üste doğru sığlaşan devirsel çökeller (parasekanslar) aynı sayıdadır. Kesitteki 106 milyon senelik düzey ise Fele kesitleri ile yapılan korelasyon sonucu kesite yerleştirilmiştir.

Seydişehir (Madenli) kesiti Apsiyen içi sekans sınırlarını mükemmel bir şekilde kayıtlamış bir istif ortaya koymaktadır. 112 milyon senelik karst breşinin altındaki ve üstündeki parasekansların üst sınırlarında gözlenen breşler Apsiyen'deki bu önemli deniz seviyesi düşüşünün görüntüsünü kompozit bir hale sokmaktadır.

2.3.4. Hadim (Polat) Yöresi

2.3.4.1. Coğrafik Konum

Kesit Konya'nın yaklaşık 90 km kadar güneyindeki Hadim dolaylarında ölçülmüştür (Şekil 33). Konya-Hadim yolu üzerinde, Hadim'e yaklaşık 15 km



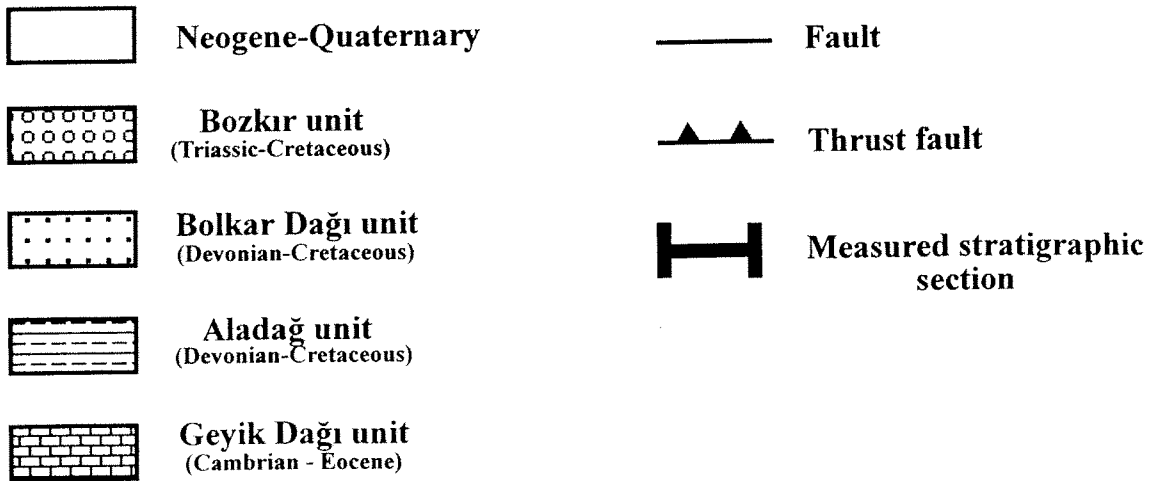
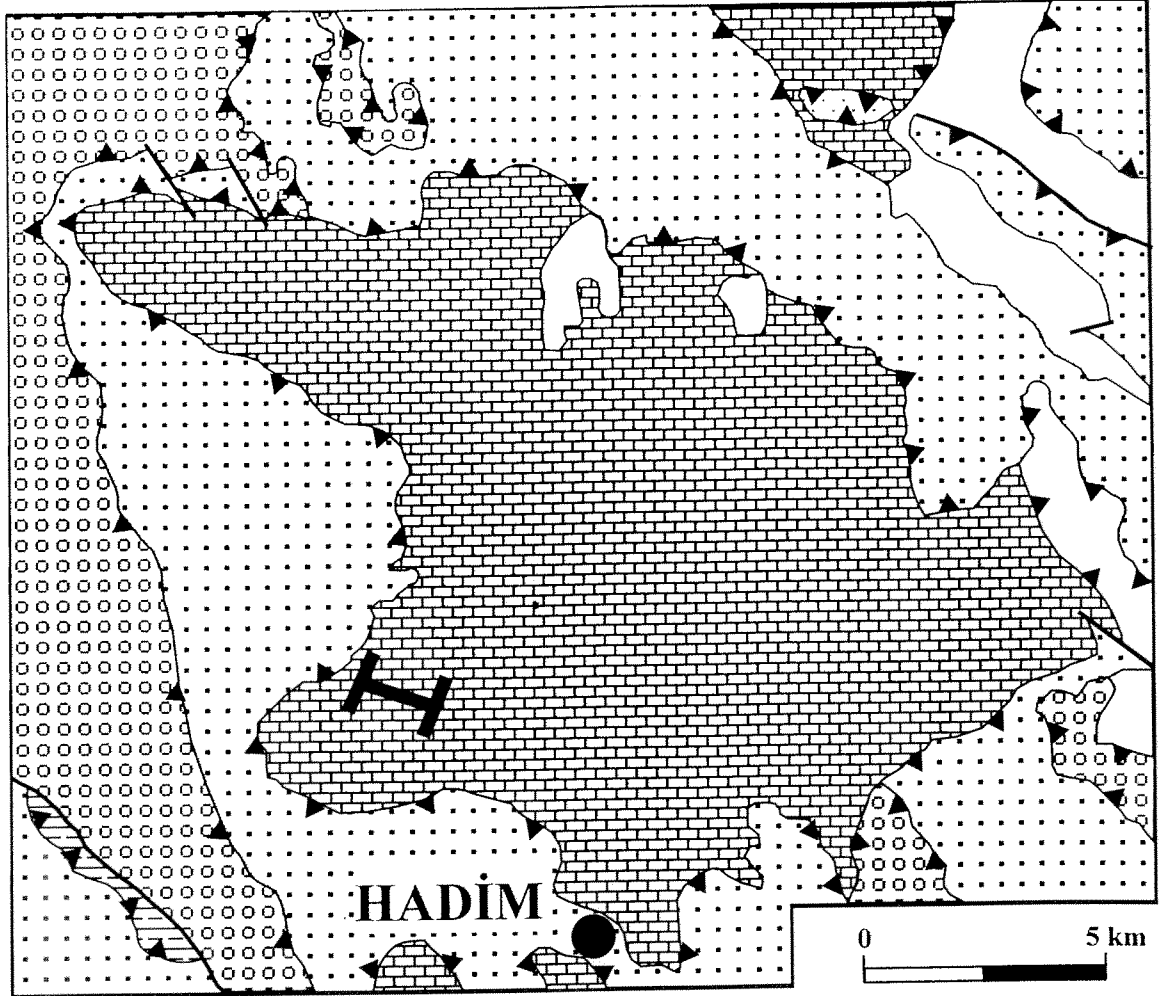
Şekil 33. Hadim (Polat) yöresinin ve yörede ölçülen stratigrafik kesitin coğrafik konumu.

mesafede bulunan Bağbaşı'ndan Polat-Yalınçevre yönünde giden yolun güneyindeki Dede Tepe eteklerinde yer alır. Dede Tepe'nin batı eteklerinde genç düzeylerden yaşlıya doğru, batı-doğu yönünde ölçülmüştür.

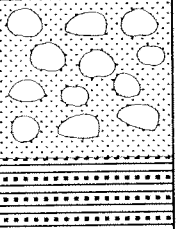


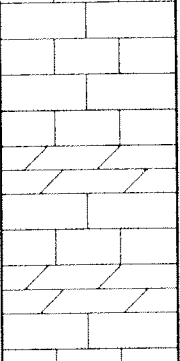

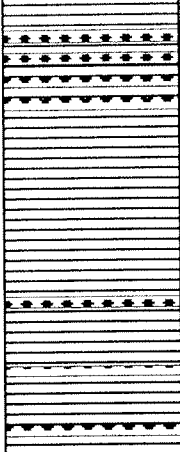
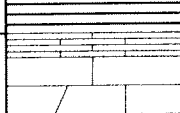
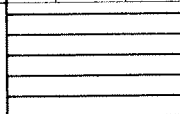
2.3.4.2. Yöresel Jeoloji ve Stratigrafi

Konya güneyinde Bozkır-Hadim bölgesinde geniş alanlar haritalayan ve bölgedeki tektonik birlikleri sınıflayan Özgül (1971, 1976, 1997) tarafından çalışılan Geyik Dağı Birliği bu yörede Toroslar'ın kuzey orijinli napları (Aladağ, Bolkar ve Bozkır Birlikleri) altından bir tektonik pencere olarak yüzeylemektedir (Şekil 3, 34). Bu tektonik pencerede yüzeyleyen istif Kambriyen-Lütesiyen yaşlı olup stratigrafisinin ana hatları iki büyük kaya topluluğu ile temsil edilmektedir (Şekil 35). İstifin Kambriyen-Ordovisiyen kısmı üste doğru sırası ile şeyil, miltası (Hamzalar Formasyonu), kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı ve nodüler kireçtaşı (Çaltepe Formasyonu) ve şeyil, miltası ve kumtaşı araldanmasından (Seydişehir Formasyonu) oluşan devamlı çökelmiş bir litoloji topluluğudur. İstifin üstteki kesimi (Şekil 35) açısız bir uyumsuzlukla Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı birimlerin üzerine oturur. İçinde açısız uyumsuzluklar içeren bu topluluk önce Doger-Erken Kretase yaşlı kalın bir sığ denizel çökeli (Polat Formasyonu), daha sonra altında taban konglemerası ile başlayan ve biyoklastik kireçtaşları ile devam eden Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı Çataloluk Formasyonu ve nihayet *Nummulites*'li kireçtaşları, kumtaşı-şeyi araldanmalı bir filiş ve kütle akıntısı çökellerini içeren Lütesiyen yaşlı Çobanağacı Formasyonu'ndan oluşmaktadır.

Bu çalışmada ele alınan kesit Polat Formasyonu'nun gelgit çevresi karbonatlarında ölçülmüştür (Şekil 34-35). Kesit Portlandiyen yaşlı düzeylerde başlamakta, Çataloluk Formasyonu'nun taban konglomerasının hemen altındaki Barremiyen yaşlı tabakalarda son bulmaktadır.



Şekil 34. Hadım kuzeylerinin jeoloji haritası(Özgül, 1997'den büyütürek çizilmiştir) ve ölçülen stratigrafik kesitin jeolojik konumu.

Age	Formation	Thickness	Lithology	Description
Lutetian	Çobanağacı Formation	> 410 m		Debris flow deposits
		30 m		
Maastr. Paleocene	Çataloluk Formation	130 m		Bioclastic limestone Conglomerate
Dogger-Lower Cretaceous	Polat Formation	560 m		Limestone, dolomite, dolomitic limestone
				
Ordovician	Seydişehir Formation	744 m		Alternation of shale, mudstone and sandstone
Cambrian	Çaltepe Formation	126 m		Nodular Limestone Limestone, dolomite, dolomitic limestone
	Hamzalar Formation	300 m		Shale, mudstone
			?	

Şekil 35. Hadim dolaylarındaki Geyik Dağı Birliği'nin stratigrafik kolon kesiti (Özgül, 1997'den sadeleştirilerek çizilmiştir). Ölçülen stratigrafik kesitin kronostratigrafik pozisyonu dikey izgi ile belirtilmiştir.

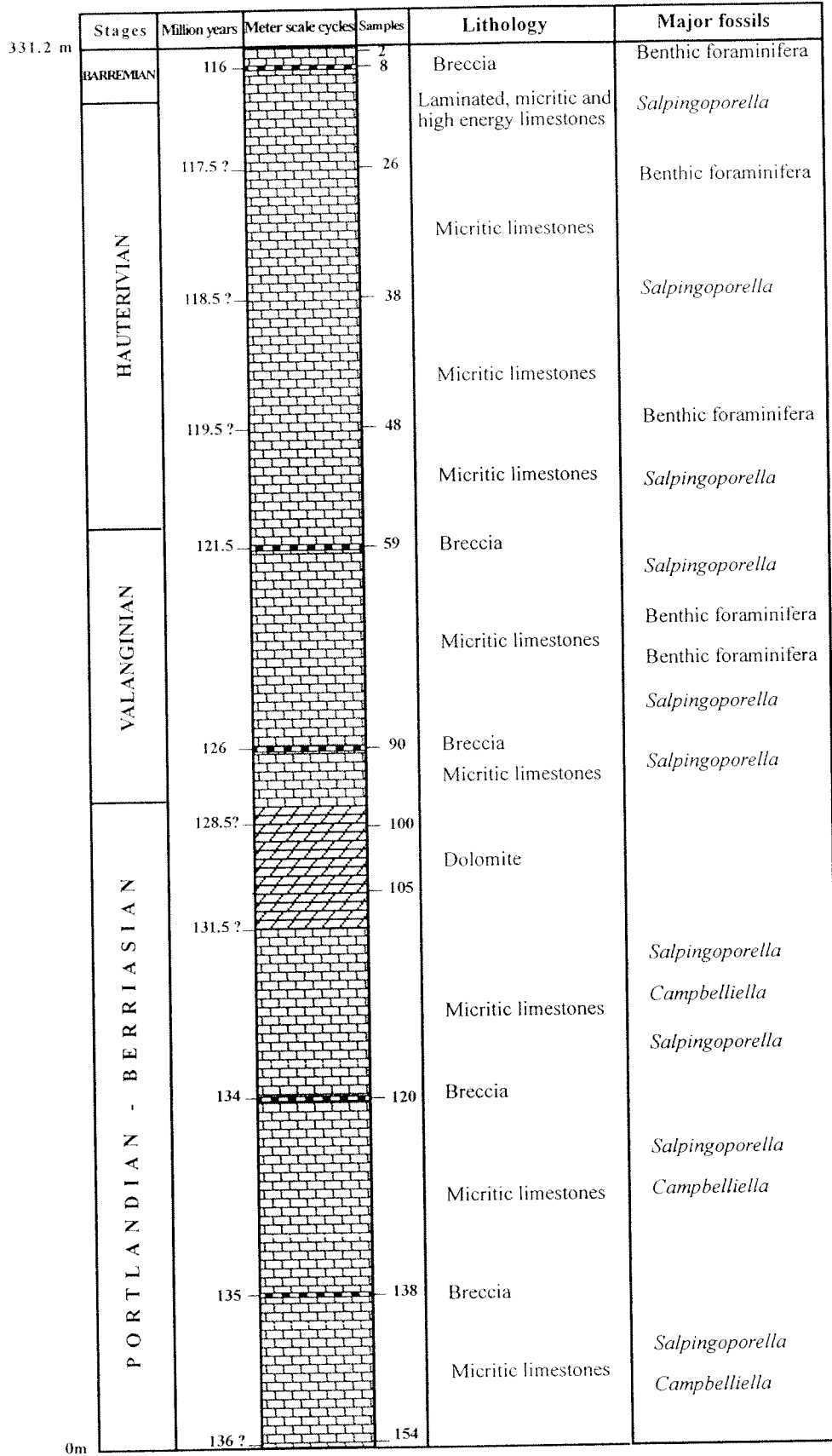
2.3.4.3. Üst Jura-Alt Kretase Devirsel Çökelleri

331.2 m kalınlığında ve 1031 tabakadan oluşan Hadim (Polat) kesitinin basitleştirilmiş görüntüsü şekil 36'da verilmektedir. Portlandiyen-Barremiyen aralığındaki kesit, en üst düzeylerinde laminalı, mikritik ve yüksek enerjili kireçtaşlarından, diğer bölümlerinde mikritik kireçtaşları ve kısmende dolomitlerden ve bunlarla arakatkılı bazı önemli breşik düzeylerden oluşmaktadır. Kesitte gözlenen bu breş düzeyleri diğer yörelerdeki kesitlerde de ortaya konulan yerinde (*in situ*) veya çökme(collapse) ile oluşmuş çakıllardan oluşan karstik düzeylerdir (Levha I, şekil 2; Levha II, şekil 1-2; Levha III, şekil 1-2; Levha IV, şekil 1-2).

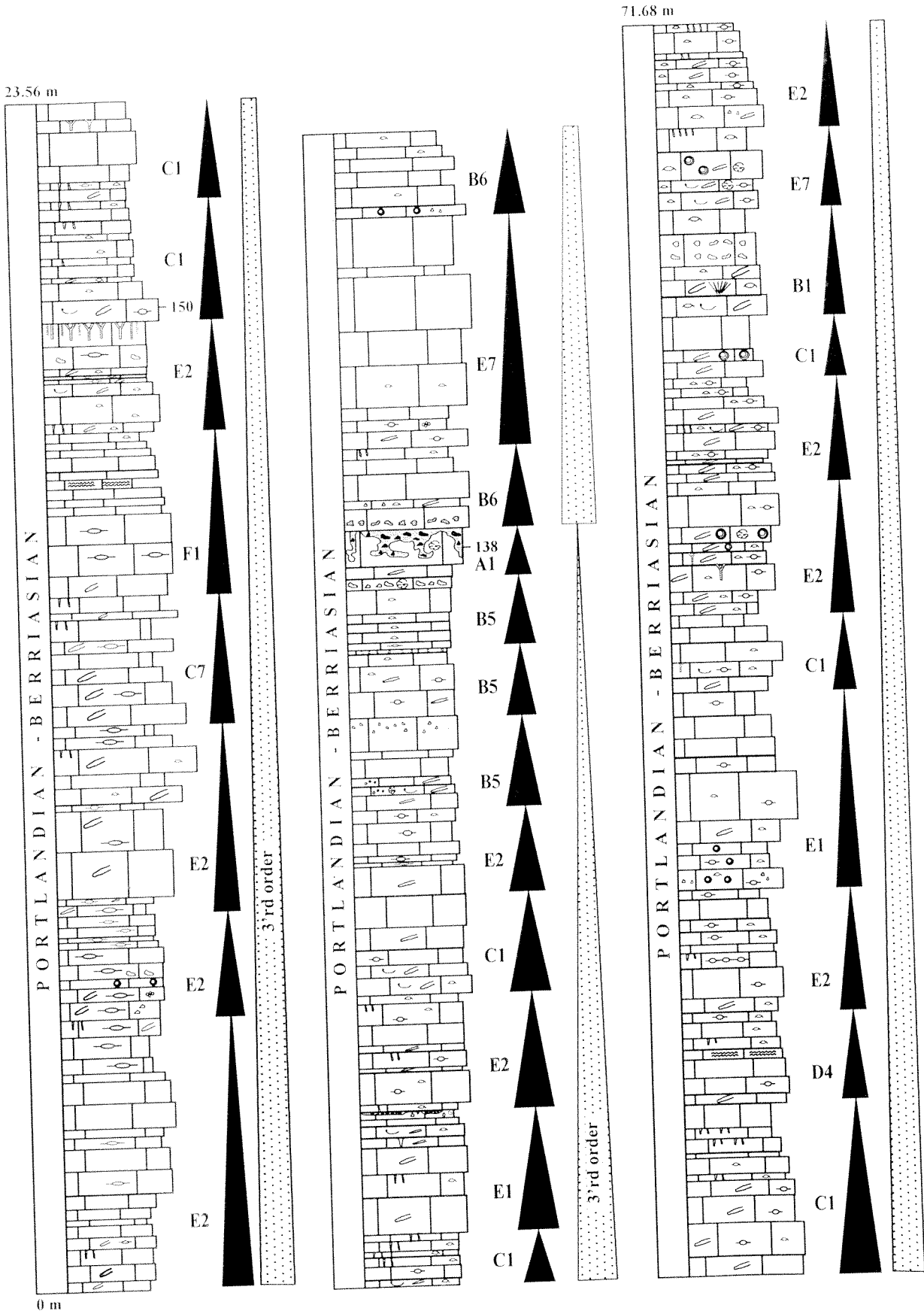
Metre ölçeğinde devirsel çökeller: Fele, Üzümlü ve Seydişehir (Madenli) kesitlerinde olduğu gibi Hadim (Polat) kesitinde de breşler arasındaki kireçtaşı düzeyleri metre veya onlarca santimetre ölçeğindeki devirsel çökeller, yani 4. Derece sekanslar (parasekans) sayabileceğimiz (Van Wagoner ve diğerleri, 1988; Mitchum ve Van Wagoner, 1991) kaya paketlerinden oluşmaktadır (Şekil 37).

Portlandiyen-Barremiyen aralığında arakatkılanan dolomitik düzeylerin haricinde 139 adet tespit edilen bu devirsel çökeller kendi içlerindeki fasiyes düzenine ve kendilerini sınırlayan düzey ve fasiyeslere göre şekil 15'de verilen tip ve astiplere göre sınıflandırılmıştır.

Kesitte Portlandiyen-en üst Hotriviyen aralığında en belirgin devirsel çökeller C ve E tipleridir (Şekil 37). Yani bu devirsel çökeller, fosilli çamurtaşı-vaketaşı fasiyesi (Levha V, şekil 2; Levha VI, şekil 2) ile başlayıp üzerinde gelgit ilerlemesi fasiyesleri olmaksızın asimetric olarak bitmekte veya üzerinde kuş gözü yapılı veya loferitik kireçtaşları (Levha XIV, şekil 1-3) ile biten paketler ile temsil edilmektedir. Bu aralıkta diğer asimetric devirsel çökellerden A ve B tip ve astipleri nadiren bu tip çökellerle arakatkılanmaktadır. Laminalı (stromatolitik) fasiyes (Levha XII, şekil 1-2;

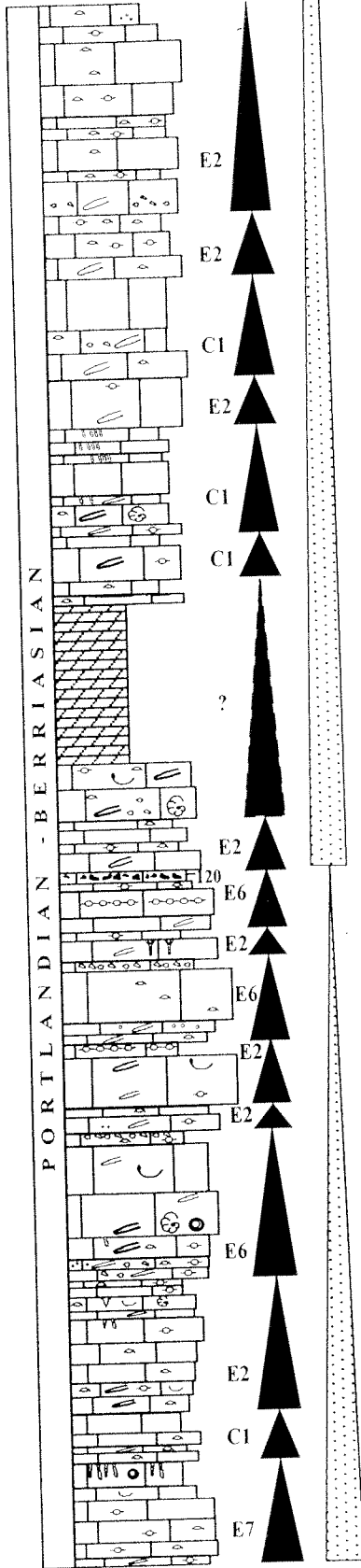


Şekil 36. Hadim (Polat) yöresinde Portlandiyen-Barremiyen aralığında ölçülen kesitin basitleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri.

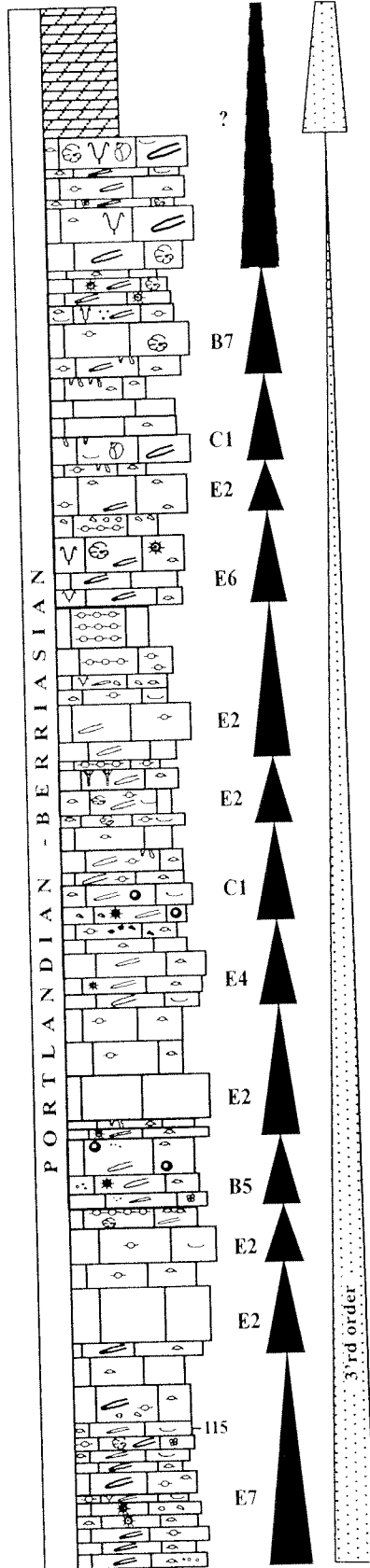


Şekil 37. Hadım (Polat) yöresinde Portlandiyen-Barremiyen aralığında ölçülen kesitte metre ölçeğindeki devirsel çökeller (parasekanslar). Küçük oklarla gösterilenler devirsel çökellerdir. Büyük harf ve rakamla verilen semboller devirsel çökel tiplerini göstermektedir (bakınız şekil 15). Uzun oklar ise 3. derece sekanslara karşılık gelmektedir.

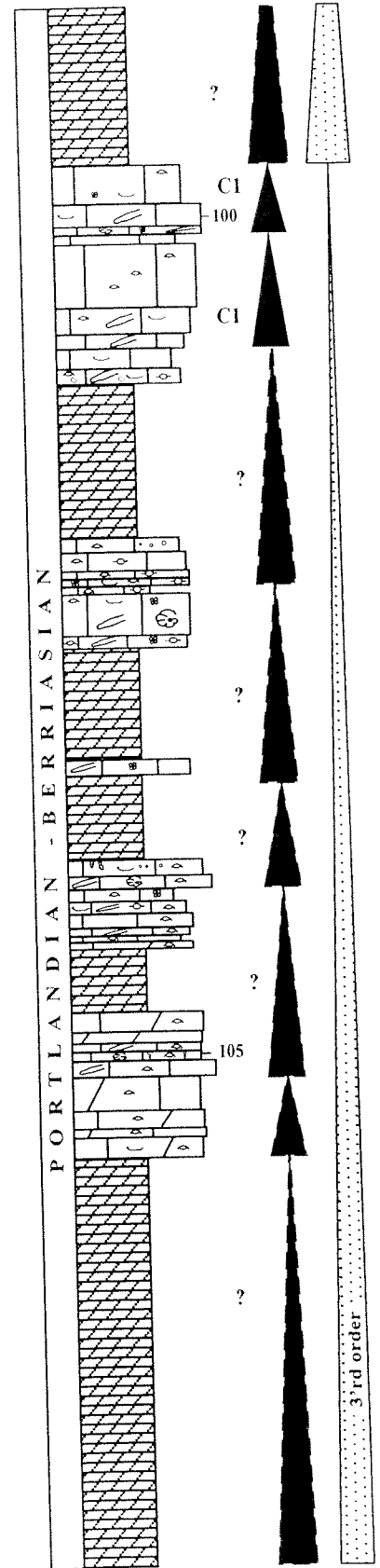
97.32 m



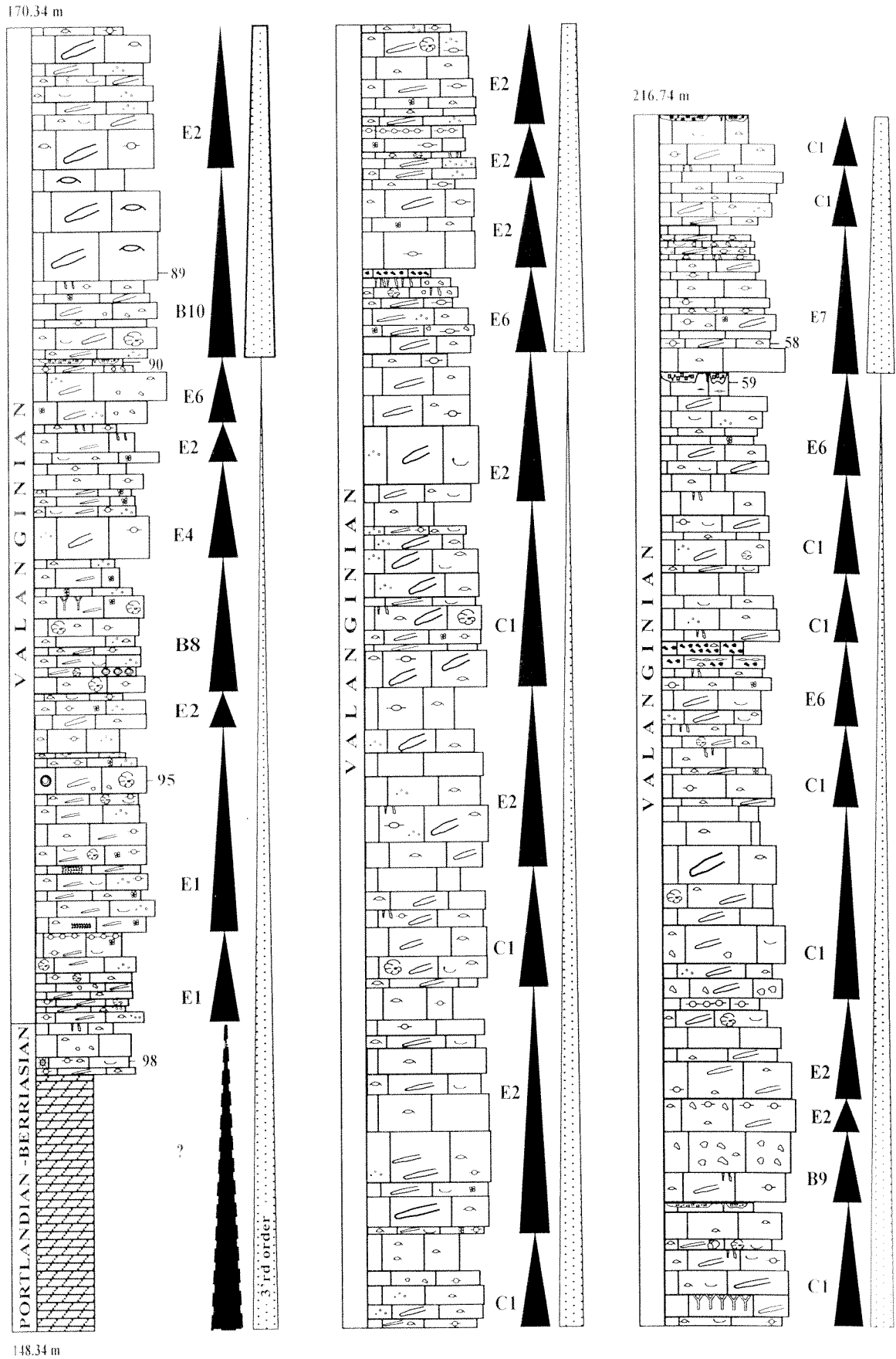
71.68 m



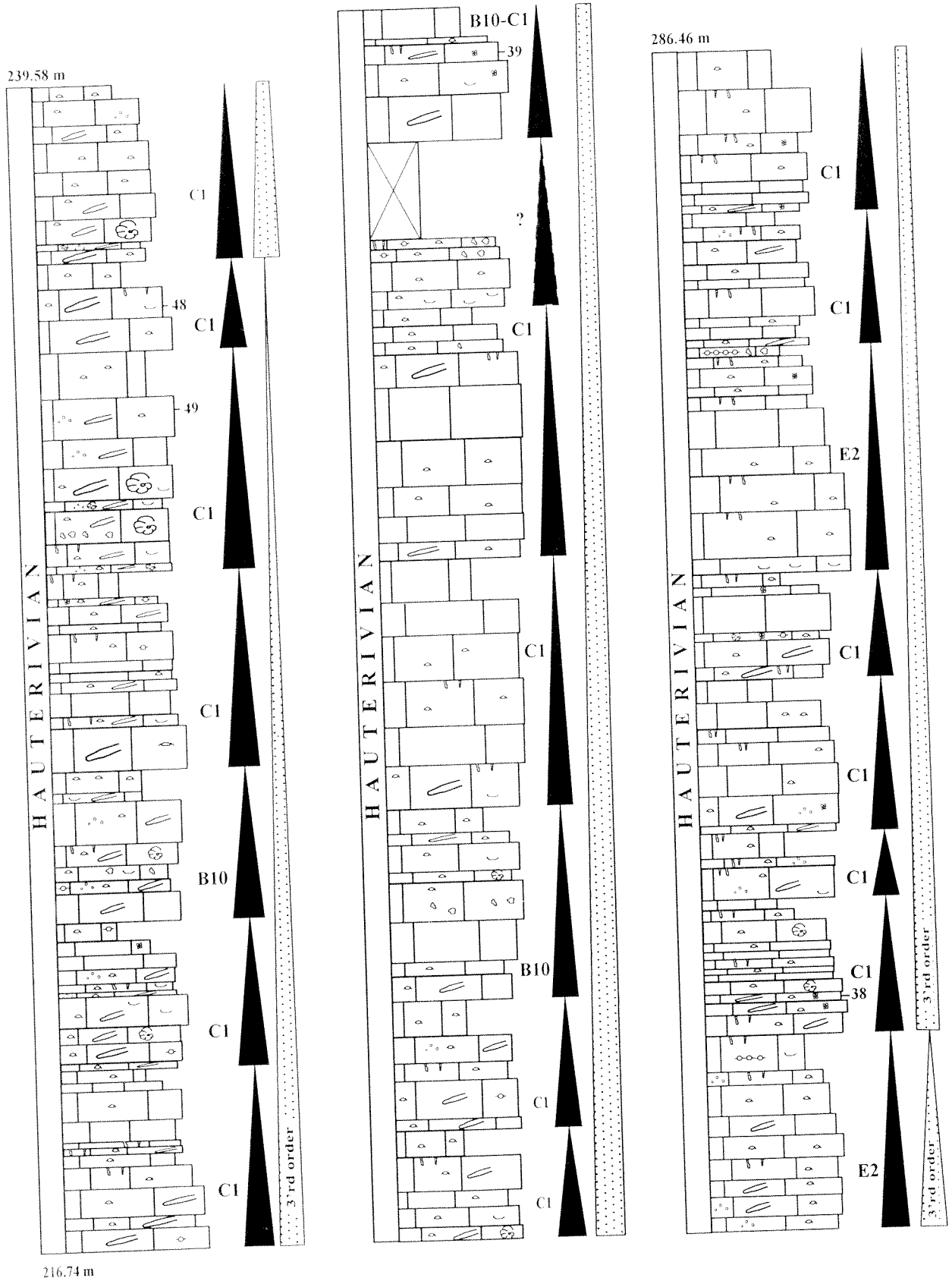
148.34 m



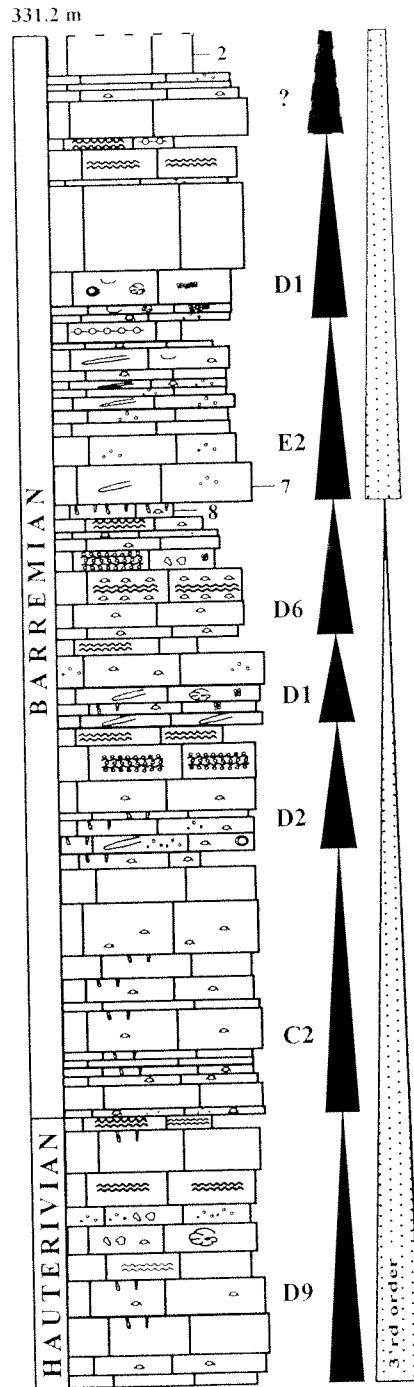
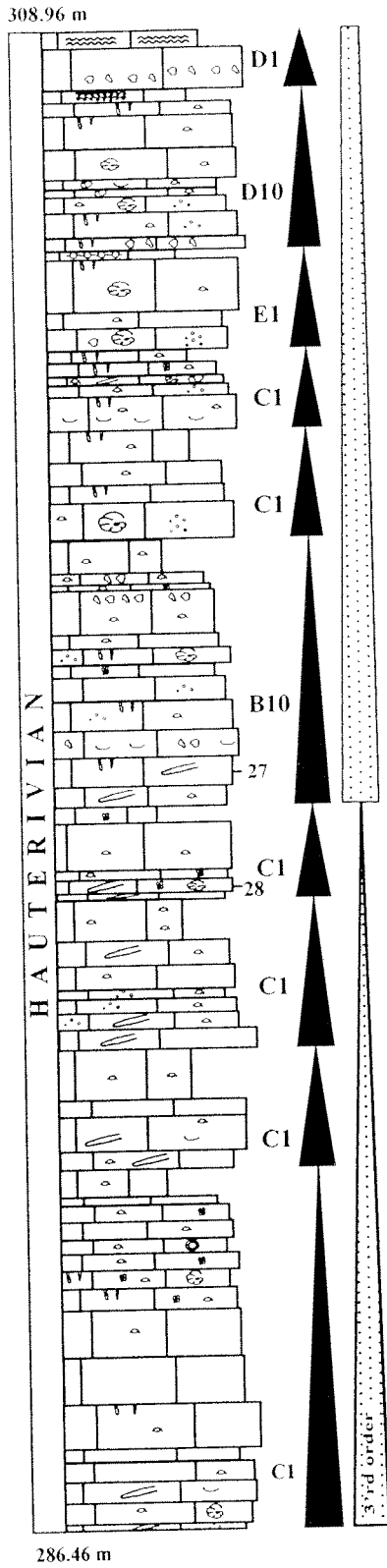
Şekil 37'in devamı.



Şekil 37'in devamı.



Şekil 37'in devamı.

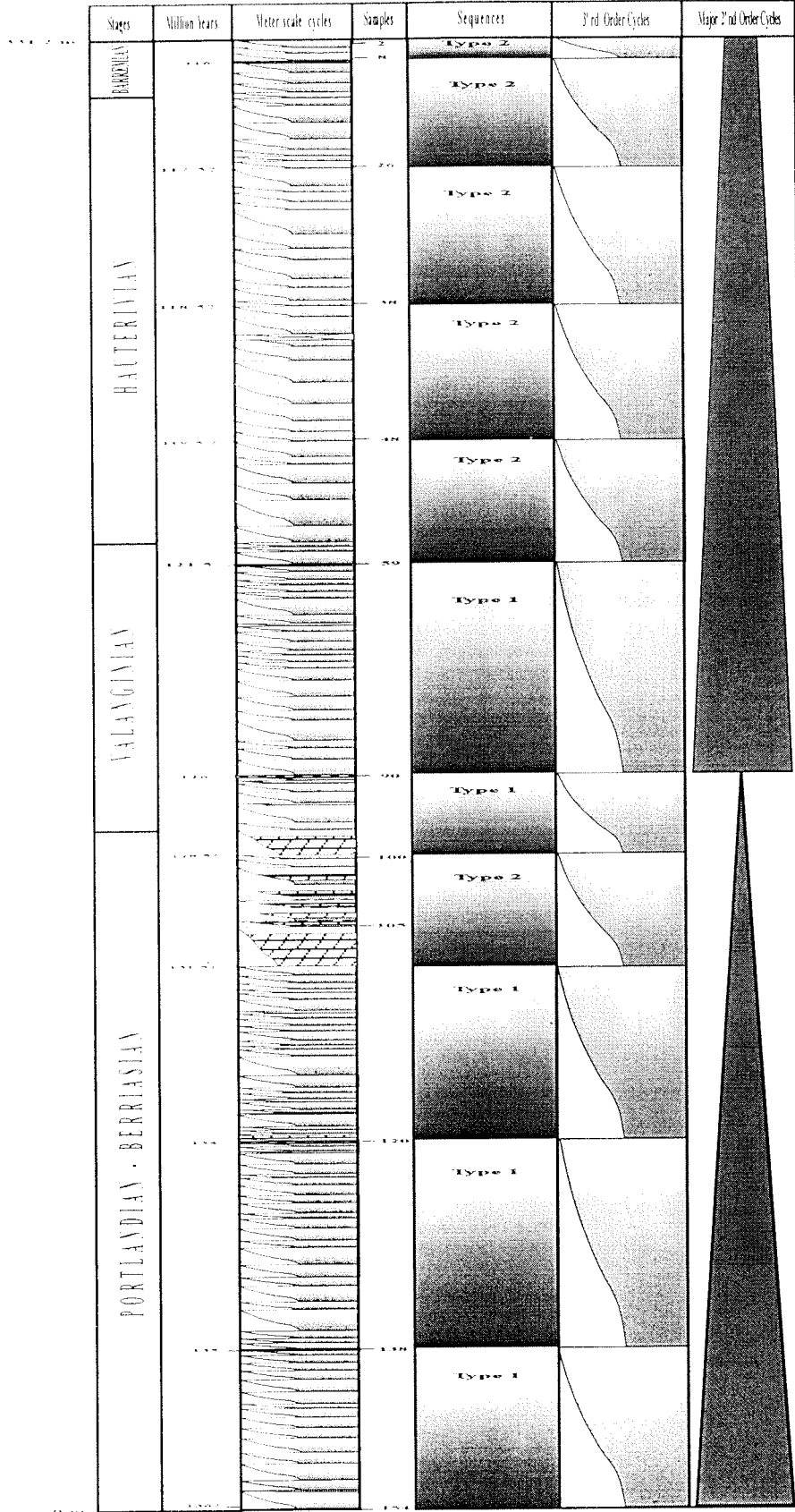


Şekil 37'in devamı.

Levha XIII, Şekil 1-3) tipleri ise (D veya F tip ve astipleri, şekil 15) bu aralıkta ancak bir veya iki düzeyde gözlenmiştir. Bu gözlem Fele yöresindeki kesitlerde gözlenenlerle uyumludur. Zira platform içi fasiyeslerinde stromatolitik bağlamtaşı fasiyeslerinin geç Jura-erken Hotriviyen aralığında gelişmemiş olması Toroslar için genel bir olaydır. Devirsel çökellerde stromatolitik bağlamtaşı fasiyesleri ile tipik gelgit düzlüğü ilerlemesi bu kesitte de gözlendiği gibi en üst Hotriviyen-Barremiyen'de oluşmaya başlamıştır. Devamli olarak tekrarlanan D tipi fasiyesler bu aralıkta ortaya çıkmakta, loferitli veya kuş gözü yapılı kireçtaşları içeren E tipi veya tamamen asimetrik C tipi devirsel çökellerle zaman zaman aralanmaktadır.

Hadim (Polat) kesitinin metre ölçeğindeki devirsel çökeller açısından en önemli özelliği Portlandiyen kesiminin anatomisinin iyi gözlenebilmesidir. Bu kesimde özellikle E tipi, yani kuş gözü yapılı veya loferitik kireçtaşlarını içeren devirsel çökellerin istifle tekrarlanması ve son derece monoton karakterli C tipi fasiyeslerle aralanması istifi oluşturan sedimanların çökme yeri boşluğunun (accomodation space) oldukça sınırlı olduğunu ve bunların, örneğin Akseki kesitinin Portlandiyen'indeki devirsel çökellerden kısmen farklı olduğunu göstermektedir. İstifin Valanjiniyen ve sonrasındaki kesimi ise daha önce ele alınan Fele ve Üzümlü istiflerinin evrimine benzerdir.

2. ve 3. derece sekanslar: Portlandiyen-Barremiyen aralığındaki Hadim (Polat) kesiti, 3. derece sekansların analiz açısından enterasan bir görüntü sunmaktadır. Zira Portlandiyen-erken Valanjiniyen aralığındaki beş Tip 1 uyumsuzluk düzeyinden dördü istifte önemli karst breşi veya karstik düzeylerde oluşmuş erime yüzeyleri ile kendini göstermektedir (Şekil 38). Bunlar alttan üste doğru Kimmeridciyen-Portlandiyen sınırındaki ve kesitin tabanını oluşturan 136 milyon sene düzeyi, Portlandiyen içindeki 135 ve 134 milyon senelik düzeyler ve erken Valanjiniyen'deki 126 milyon senelik



Şekil 38. Hadım (Polat) yöresindeki kesitte Portlandiyen-Barremiyen aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler.

düzyedir. Üst Berriaziyen'deki 128.5 milyon seneye karşılık gelen Tip 1 uyumsuzluk düzeyi ise Berriaziyen içinde sıkça oluşmuş olan dolomitik düzeylerin içinde saklıdır. Hadim (Polat) kesitindeki bu beş Tip 1 uyumsuzluk düzeylerinden 136 ve 126 milyon senelere karşılık gelenler bu çalışmada “Başlıca 2. Derece Devirler” diye tanımladığımız düzeylerdir. Bunlardan kesitin tabanını oluşturan 136 milyon senelik Kimmeridciyen-Portlandiyen sınırında foraminiferlerden önemli lituolid grupları (*Kurnubia*, *Alveosepta*, *Kilianina* ve benzeri formlar) bu sınırdaki yok olmakta yani büyük bir faunal krizin oluşturduğu bir zaman çizgisi östatik deniz seviyesi düşüşü ile çakışmaktadır. Bu deniz seviyesi düşüşünden sonra Portlandiyen-Berriaziyen aralığındaki üç seviyede daha oluşan deniz seviyesi düşüşleri (135, 134 ve 128.5 milyon seneleri) Portlandiyen-Berriaziyen aralığında Toroslar'ın platform içi fosil topluluklarının gelişmesini önlemiştir. Hakikaten bu aralıktaki istiflerde foraminifer toplulukları son derece nadir olarak kendilerini gösterebilmektedir. Başka bir “Başlıca 2. Derece Devir” sınırı olan erken Valanjiniyen'deki düşüşü (126 milyon sene) takiben gelen transgresyon ise Toros foraminifer faunasında başka bir dönüm noktasıdır. *Montsalevia*, *Cuneolina* ve bunlara benzer formların Toroslar'da ortaya çıkışı muhtemelen bu transgresyon ile ilişkilidir.

Hadim (Polat) kesitinde Tip 2 sekansların tabanlarını sınırlayan Tip 2 uyumsuzluk düzeylerinden 131.5 milyon seneye yani Portlandiyen-Ryazaniyen sınırına çok yakın olan uyumsuzluk düzeyi muhtemelen dolomitik seviyeler içinde saklıdır. Diğerlerinden en üst Valanjiniyen ve alt Baremiyen'e karşılık gelen 121.5 ve 116 milyon senelik olanlar bariz karstik yüzeyleri ile tanınmıştır. Hotriviyen içindeki 120.5, 119.5, 118.5 ve 117.5 milyon senelik Tip 2 uyumsuzluk düzeyleri ise kesitte gözlenememiştir. Fele'deki 1 nolu kesitin dışındaki kesitlerde düzenli gözlenemeyen bu düzeylerin oluşumu kanımızca deniz seviyesindekği düşüşün kesitin bulunduğu noktadaki platformun geometrisi ile ilişkisi olabilir. Gelgit düzlüklerinin bile bazan deniz seviyesi

düşüşü ile tamamen su üstü olamadığını düşündüğümüz bu tip yüzeyler şüphesizki belirgin bir karstlaşma göstermemektedir. Bazan bu yüzeyler tamamen açılabilir. Bu düzeyler kesite, özellikle Fele'deki 1 nolu kesitle parasekans sayısı bazında yapılan korelasyonla yansıtılmıştır (Şekil 38).

2.3.5. Akseki Yöresi

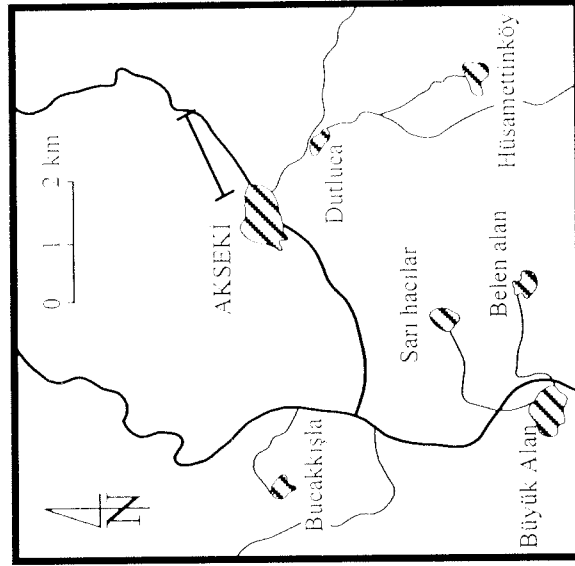
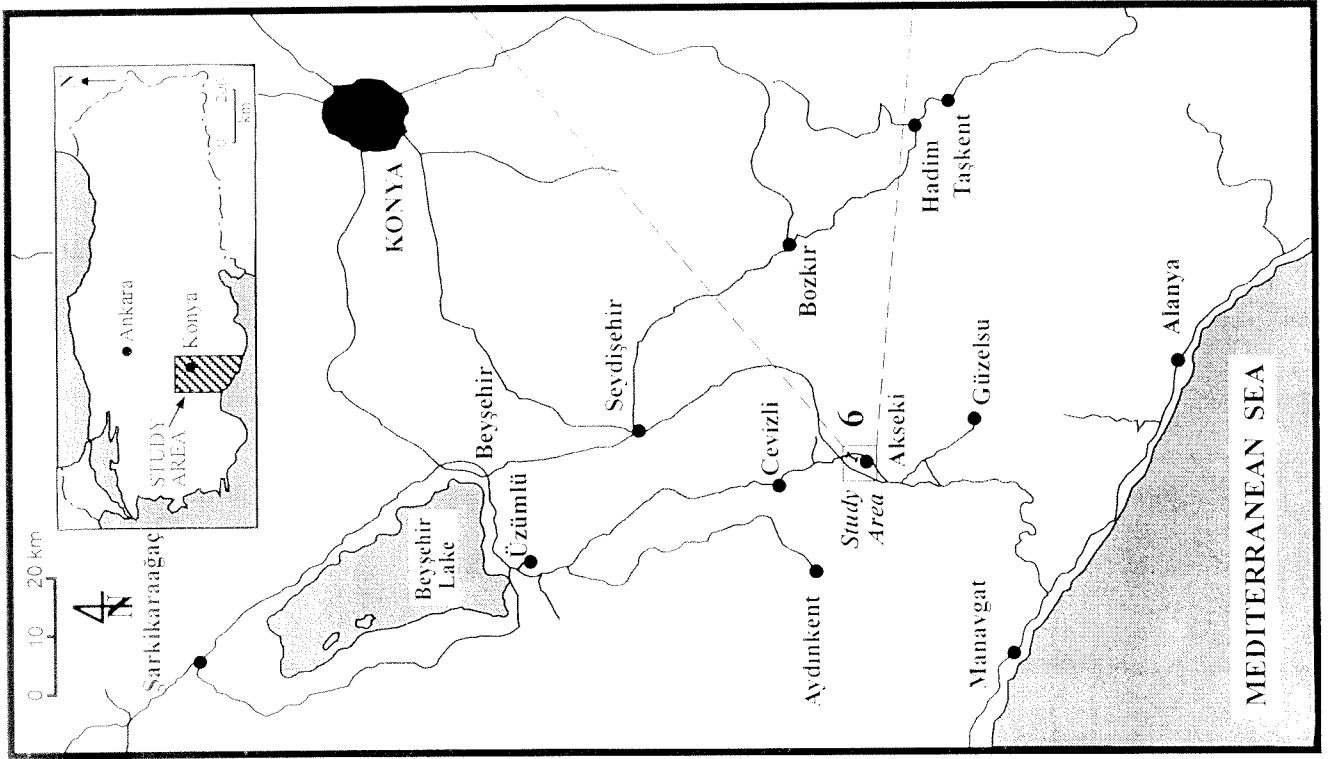
2.3.5.1. Coğrafik Konum

Kesit kuş uçuşu Konya'nın 100 km kadar güneybatısında bulunan Akseki dolaylarında ölçülmüştür (Şekil 39). Kesitin başlama noktası eski Akseki-Konya yolu üzerinde Akseki kasabasına yaklaşık 1.5 km mesafededir. İstif bu noktadan güneybatı istikametinde Akseki'ye doğru ölçülmüştür.

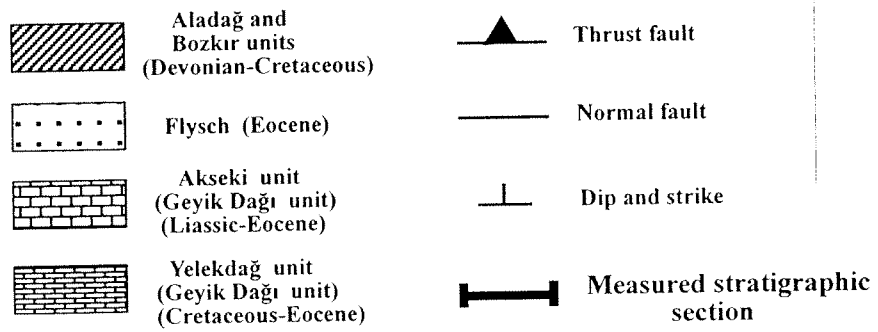
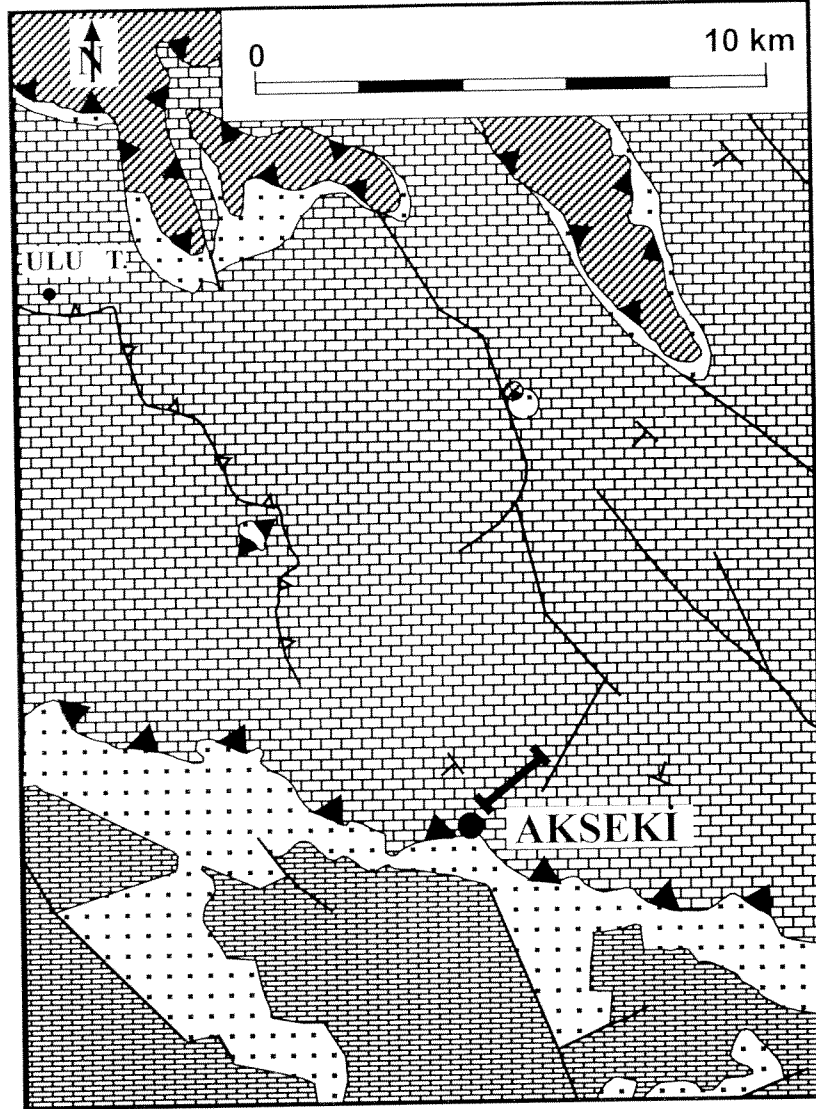
2.3.5.2. Yöresel Jeoloji ve Stratigrafi

Akseki dolaylarında geniş mostralara veren ve kuzey orijinli naplar (Özgül, 1976'nın Aladağ ve Bozkır Birlikleri) ile üzerlenen Geyik Dağı Birliği bu bölgede, Eosen sonrasında oluşmuş iki tektonik dilimden oluşur (Monod, 1977). Bunlardan ilki ölçülen kesitin üzerinde yer aldığı Akseki Birimi, diğeri ise Yelekdağ Birimi'dir (Şekil 40). Yelekdağ Birimi Kretase-Eosen stratigrafisi ile Akseki Birimi'nin Kretase-Eosen birimlerine son derece benzerdir ve üzerinde Akseki kasabasının da oturduğu KB-GD hattı boyunca Akseki Birimi tarafından tektonik olarak üzerlenir.

Akseki Birimi'nin bu bölgedeki stratigrafisi Liyas-Eosen yaşlı birimleri kapsar (Şekil 41). İstif, tabanı erken-orta Liyas yaşlı konglomera, kumtaşı ve şeyillerden oluşan silisiklastik Üzümdere Formasyonu ile başlar. Bu formasyonu uste doğru yaşını Monod (1977)'de verilen fosil topluluklarından Pliensbakiyen-Bajosiyen olarak yorumladığımız Sarakman Formasyonu'nun kireçtaşları üzerler Martin (1969)



Şekil 39. Akseki yöresinin ve yörede ölçülen stratigrafik kesitin coğrafik konumu.



Şekil 40. Akseki dolaylarının genelleştirilmiş jeoloji haritası (Monod, 1977'den sadeleştirilerek çizilmiştir) ve ölçülen stratigrafik kesitin jeolojik konumu.

Age	Formation	Thickness	Lithology	Description
Neogene- Quaternary		> 100 m		Sandstone, Conglomerate and loose sediment debris
Paleozoic- Mesozoic				Ophiolitic rocks, carbonates and siliciclastics (BEYŞEHİR- HOYRAN NAPPES)
Ypresian - Lutetian	Unnamed Unit	> 600 m		Conglomerate and breccia with carbonate pebbles
		30 m 30 m		Pillow basalts Alternation of shale and sandstone (Flysch) Pelagic limestone Nummulitic limestone Limestone
Late Cretaceous - Paleocene	Unnamed Unit	300 m		Bioclastic limestone (Rudist)
				Limestone Bauxite
Early Cretaceous	Polat Formation	800 - 900 m		Limestone
Malm	Akkuyu Formation	200 m		Pelagic limestone
Dogger	Tepearası Dolomite	300 m		Dolomite
Bajocian- Pliensbach	Sarakman Formation	100 m		Limestone
Early-Middle Liassic	Üzümdere Formation	200 m		Shale Sandstone
			?	Red Conglomerate

Şekil 41. Akseki Birimi'nin (Geyik Dağı Birliği) stratigrafik kolon kesiti (Monod, 1977'den sadeleştirilerek çizilmiştir). Ölçülen stratigrafik kesitin kronostratigrafik pozisyonu dikey çizgi ile belirtilmiştir.




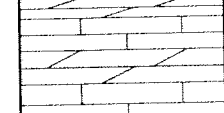
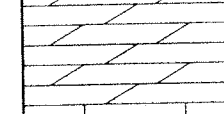

tarafından sarı kalkerler (calcaires jaunes) olarak adlanan ve Monod (1977) tarafından kullanılan bu gayriresmi adlama bu çalışmada Sarakman Formasyonu olarak değiştirilmiştir. Akseki Birimi'nde Doger ve Malm stratigrafisi Tepearası Dolomiti ve Akkuyu Formasyonu ile temsil edilir. Muhtemelen platform içi bir çukurda çökelmiş pelajik Akkuyu Formasyonu'nun temsil ettiği maksimum kronostratigrafik aralık ammonit, kalpionellid gibi fosil topluluklarına göre (Martin, 1969; Monod, 1977) Oksfordiyen-Berriazyen'dir. Formasyon, Akseki yöresinde kesin olarak diyakronik bir özelliğe sahiptir. Zira bu çalışmada konu edilen stratigrafik kesit Akkuyu Formasyonu'nu üzerleyen Polat Formasyonu'nun Portlandiyen yaşlı düzeylerinde başlamaktadır. Polat Formasyonu oldukça kalın bir karbonat platform istifidir. Bu istif, Geç Kretase tabanında (Senomaniyen) boksitik düzeylerle sınırlanır.

Akseki Birimi'nin Üst Kretase-Eosen kısmı henüz litostratigrafik birim adlaması sağlıklı bir şekilde gerçekleştirilmemiş iki litolojik toplulukla karakterize edilir. Alttaki Geç Kretase-Paleosen yaşlı olan rudistli, biyoklastik ve mikritik kireçtaşlarından oluşur. Üstteki Alt-Orta Eosen birimi ise tabanında *Nummulites*'li ve pelajik kireçtaşları, daha sonra kumtaşı-şeyil ardalanması ve yastık lavlı bazaltlar ve nihayet en üstte karbonat çakıllarından oluşan konglomera ve breşlerle temsil edilir.

Bu çalışmada ele alınan kesit Polat Formasyonu'nun alt kesimlerinde başlatılmıştır (Şekil 41). Kesit istifin Portlandiyen-Hotriviye kısmını içermektedir.

2.3.5.3. Üst Jura (Portlandiyen)-Üst Kretase (Senomaniyen) Devirsel Çökelleri

38.17 m kalınlığında ve 750 tabakadan oluşan Akseki kesitinin basitleştirilmiş görüntüsü şekil 42'de verilmektedir. Portlandiyen-Hotriviye aralığını temsil eden kesit mikritik ve yüksek enerjili kireçtaşları ile bunlarla arakatılan dolomitik kireçtaşları, dolomitler ve breş düzeylerinden oluşmaktadır. Makroskopik olarak gözlenebilen breş düzeyleri Fele, Üzümlü, Seydişehir ve Hadim yörelerinde gözlenenlere benzerdir. Bu

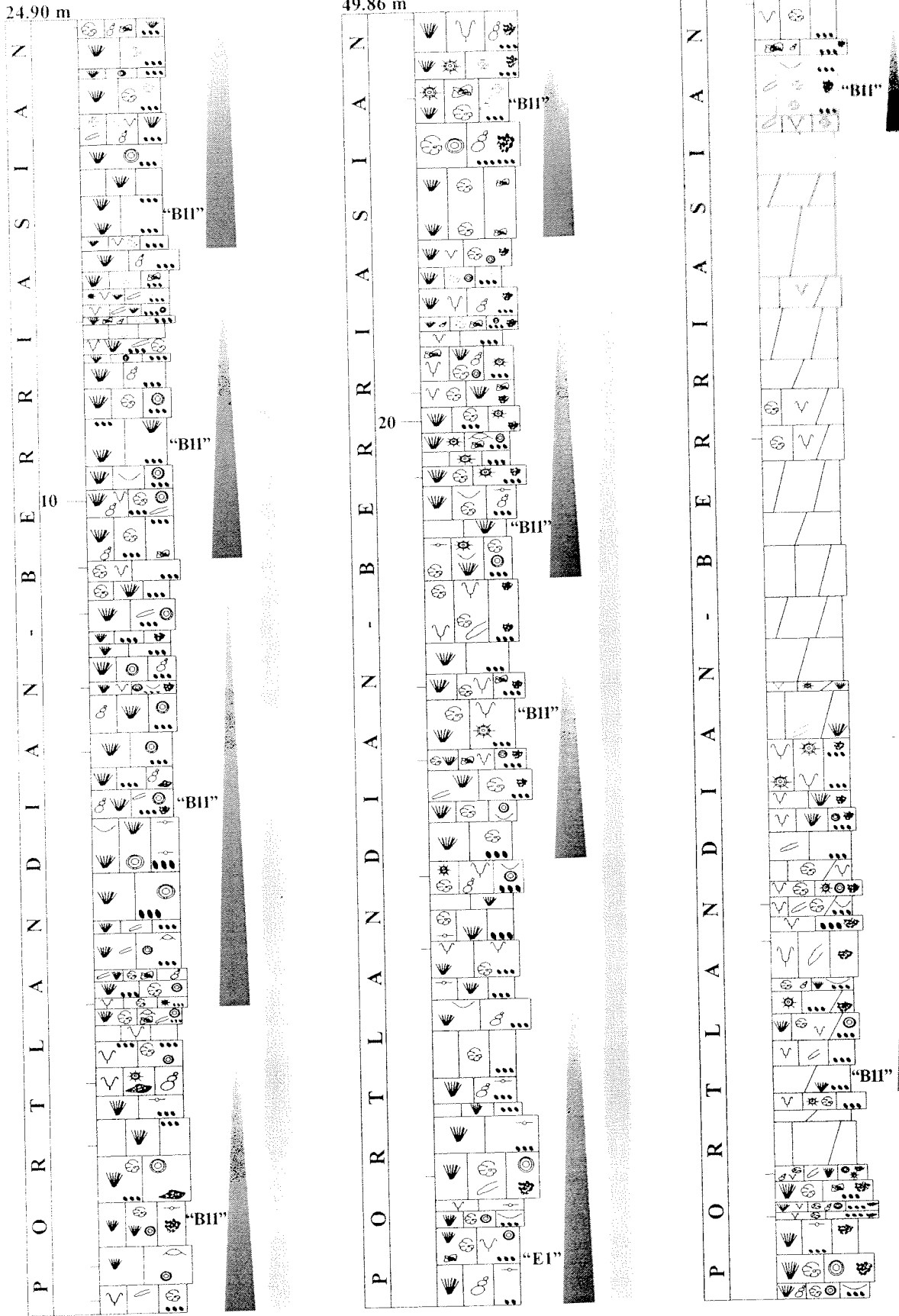
Stages	Lithostr. Unit	Thickness	Samples	Lithology	Description
HAUTERIVIAN	N	436 m	115		Micritic limestones
			108		Breccia
VALANGINIAN	O	436 m	101		Micritic limestones and rare intercalations of high energy limestones
			98		
			91		
PORTLANDIAN-BERRIASIAN	M	436 m	62		Breccia
			56		Micritic limestones
			53		
			47		Breccia
					Micritic limestones and rare intercalations of high energy limestones
PORTLANDIAN-BERRIASIAN	A	436 m			Dolomite
					Micritic and dolomitic limestones
					Dolomite
					Micritic and dolomitic limestones
PORTLANDIAN-BERRIASIAN	T	436 m	32		Breccia
					Micritic and occasional high energy limestones
		0 m	1		

Şekil 42. Akseki kesitinin Portlandiyen-Hotriviyen aralığında ölçülen sadeleştirilmiş görüntüsü ve içerdiği breş düzeyleri.

breşler uyumsuzluk düzeylerine karşılık gelen yerinde (in situ) veya çökme (collapse) ile oluşmuş çakıllardan oluşan karstik düzeylerdir (Levha I, şekil 2; Levha II, şekil 1-2; Levha III, şekil 1-2; Levha IV, şekil 1-2).

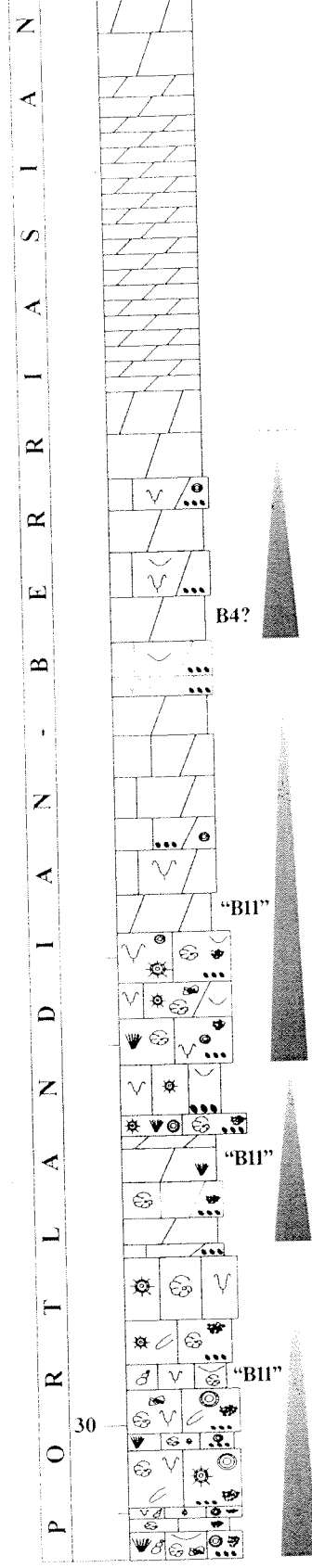
Metre ölçeğinde devirsel çökeller: Bu kesitte de, önemli karst breşi düzeyleri arasında kalan dolomit dışındaki mikritik ve yüksek enerjili kireçtaşlarını metre ölçeğinde devirsel çökeller yani parasekanslar (Van Wagoner ve diğerleri, 1988; Vail ve diğerleri, 1991; Mitchum ve Van Wagoner, 1991) oluşturmaktadır Portlandiyen-Hotriviyen aralığında ölçülen bu kesitteki devirsel çökellerin sayısı dolomitleşmiş litolojiler haricinde 115 adettir. Aslında 4. derece sekanslara karşılık gelen bu parasekanslar şekil 15’de verilen parasekans tip ve astipleri altında sınıflandırılmıştır (Şekil 43).

Kesitte A tipi devirsel çökel, yani gelgit altı fasiyesleri ile başlayıp üstte karst breşi düzeyleri ile örtülen asimetric çökel tipi, nadiren gözlenmiştir. Bunlardan A4 astipi erken Valanjiniyen’deki önemli deniz seviyesi düşüşünü kayıtlayan düzeyin sınırladığı parasekanstır. Bu kesitte B tipi yani genellikle sürüklenme çakılları (lag clast) (Levha V, şekil 1) içeren gelgit altı fasiyesleri (Şekil 15) ile belirgin olan devirsel çökeller de yaygın olarak gözlenmemiştir. Ancak Portlandiyen-Berriaziyen aralığında Portlandiyen’e karşılık gelen devirsel çökellerin karakteri Fele ve Hadim yörelerinde gözlenen klasik B tipi devirsel çökellerden farklıdır. Tamamen gelgit altı fasiyeslerinin, su üstü olmadan tekrarlandığı *Cayeuxia*, *Clypeina* (Levha V, şekil 3) ve *Campbelliella*’lı (Levha V, şekil 2) fasiyesler arazide gözlenebilen devirsel çökeller oluşturur. Klastlı, pelletli bu fasiyesler genel anlamda B tipi ve astiplerinin fasiyeslerine karşılık gelmelerine rağmen daha gelgit altı özellik taşımalarından dolayı kesitte “B” tipi ve astipleri olarak tanımlanmıştır. Klasik B tipi ve astipi fasiyesler kesitte Portlandiyen-Berriaziyen aralığında gözlenen belirgin dolomit seviyesinden sonra

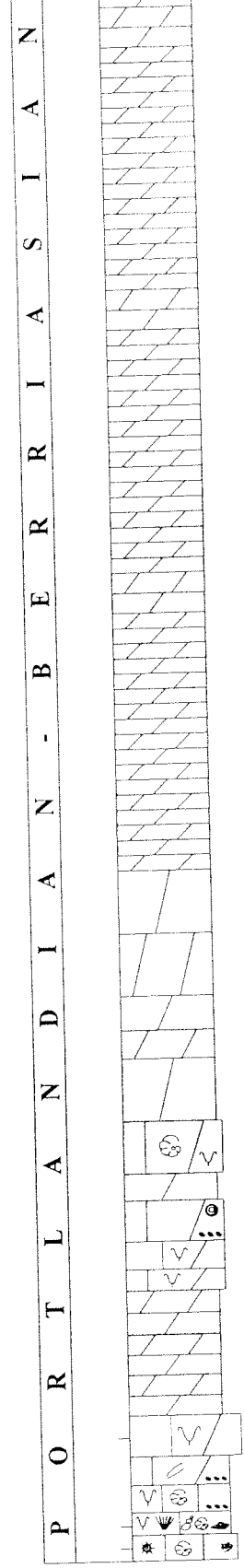


Şekil 43. Akseki yöresinde Portlandiyen-Hotriviye aralığında ölçülen kesitte metre ölçeğindeki devirsel çökeller (parasekanslar). Küçük oklarla gösterilenler devirsel çökellerdir. Büyük harf ve rakamla verilen semboller devirsel çökel tiplerini göstermektedir (bakınız şekil 15). Uzun oklar ise 3. derece sekanslara karşılık gelmektedir.

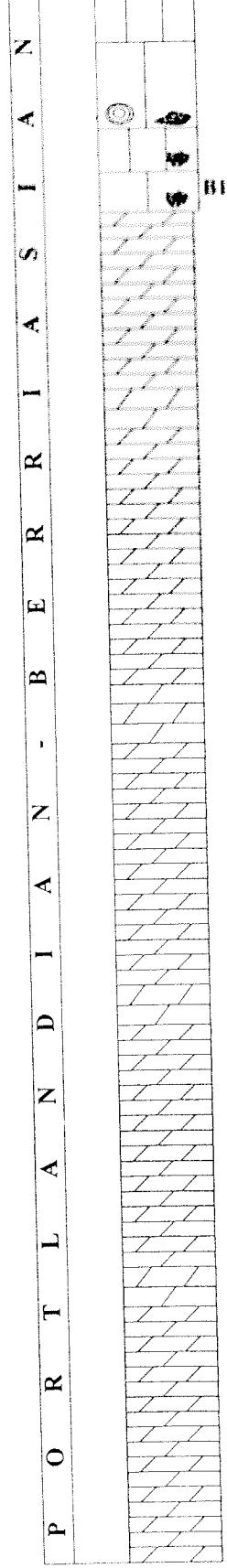
100.89 m



127.01 m

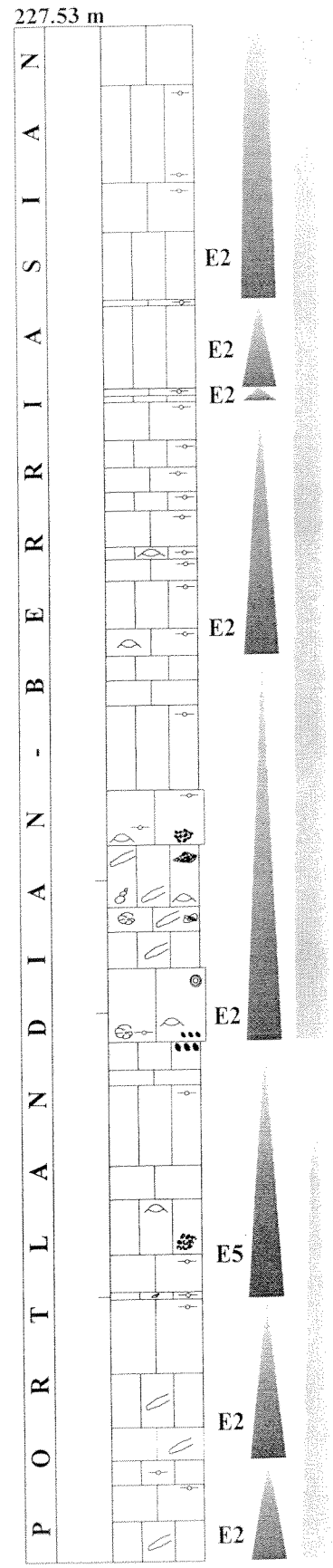
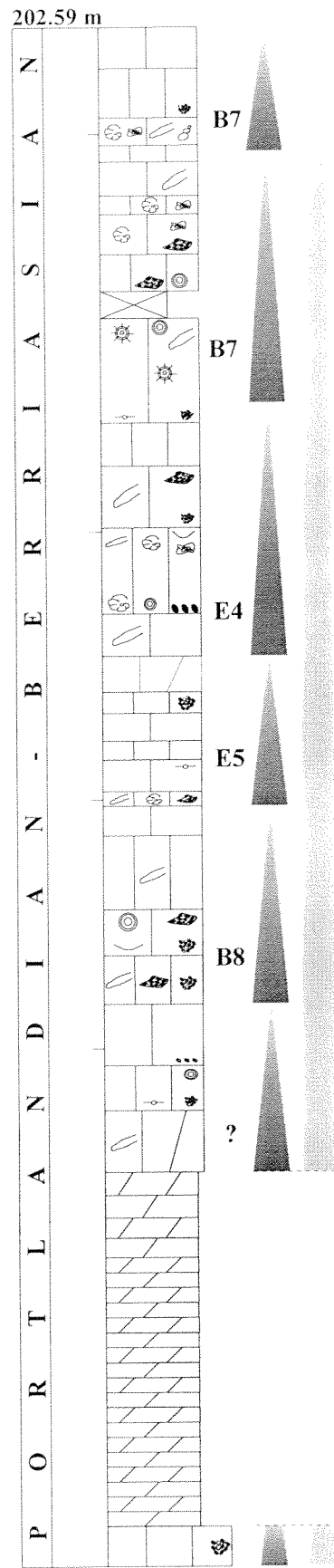
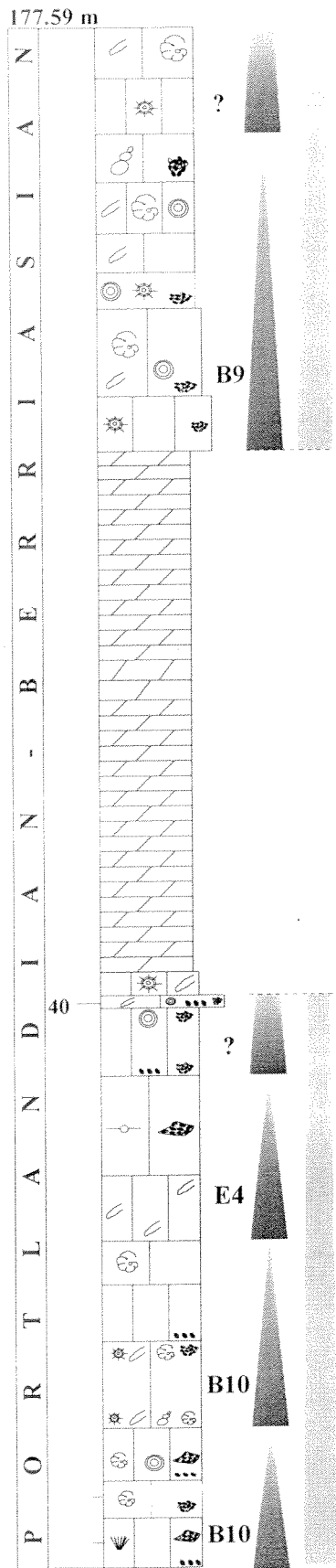


152.81 m

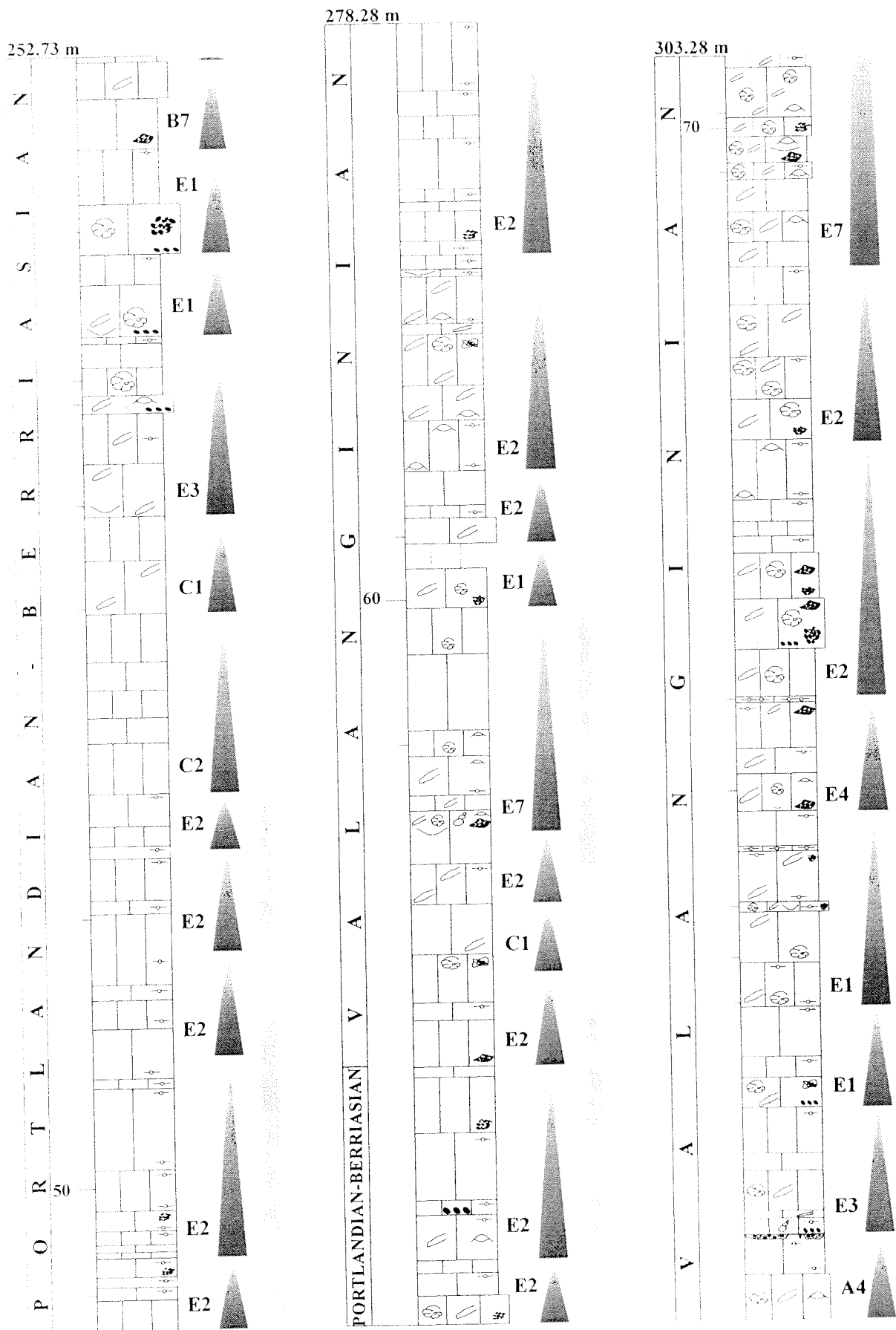


B10?

Şekil 43'ün devamı.

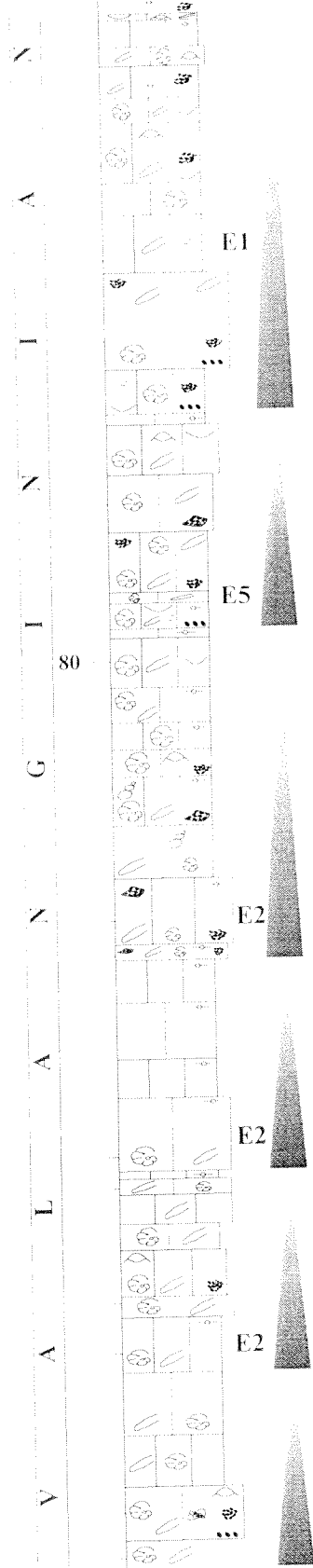


Şekil 43'ün devamı.

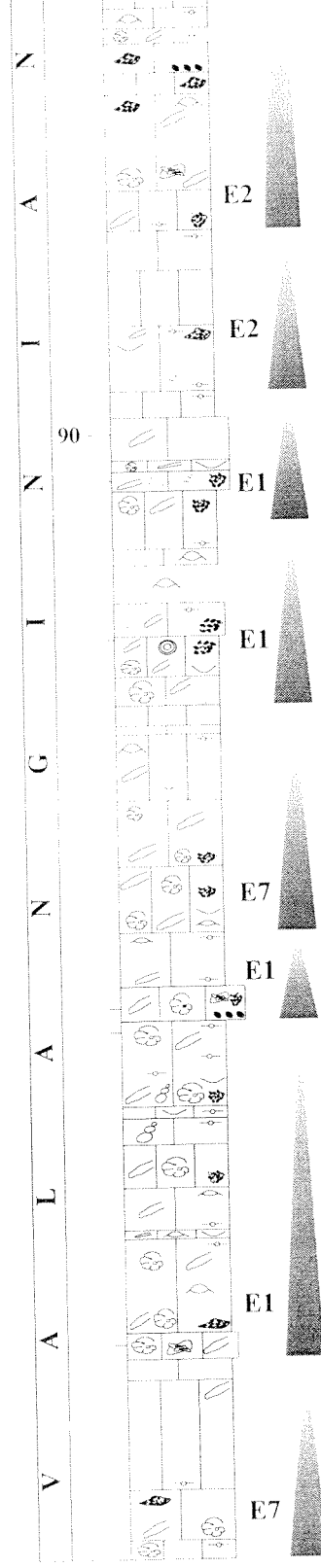


Şekil 43'ün devamı.

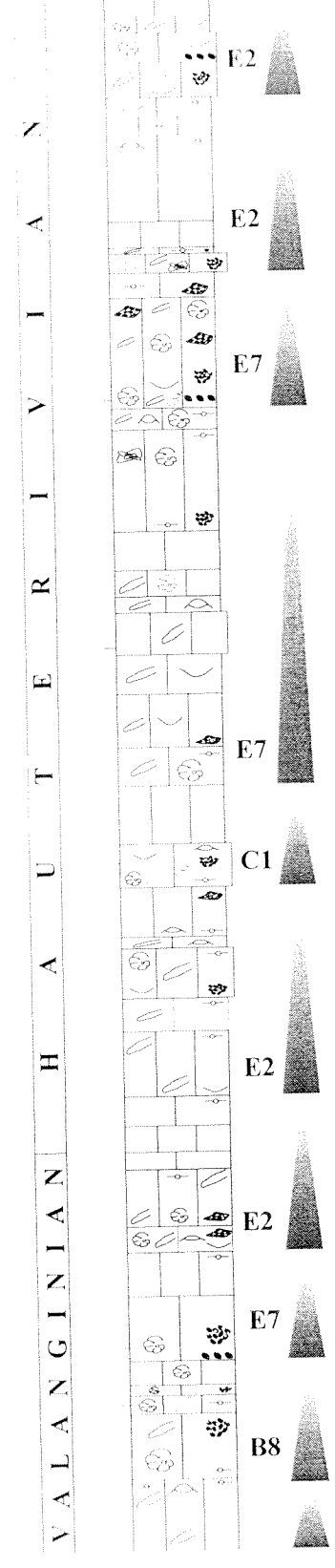
328.16 m



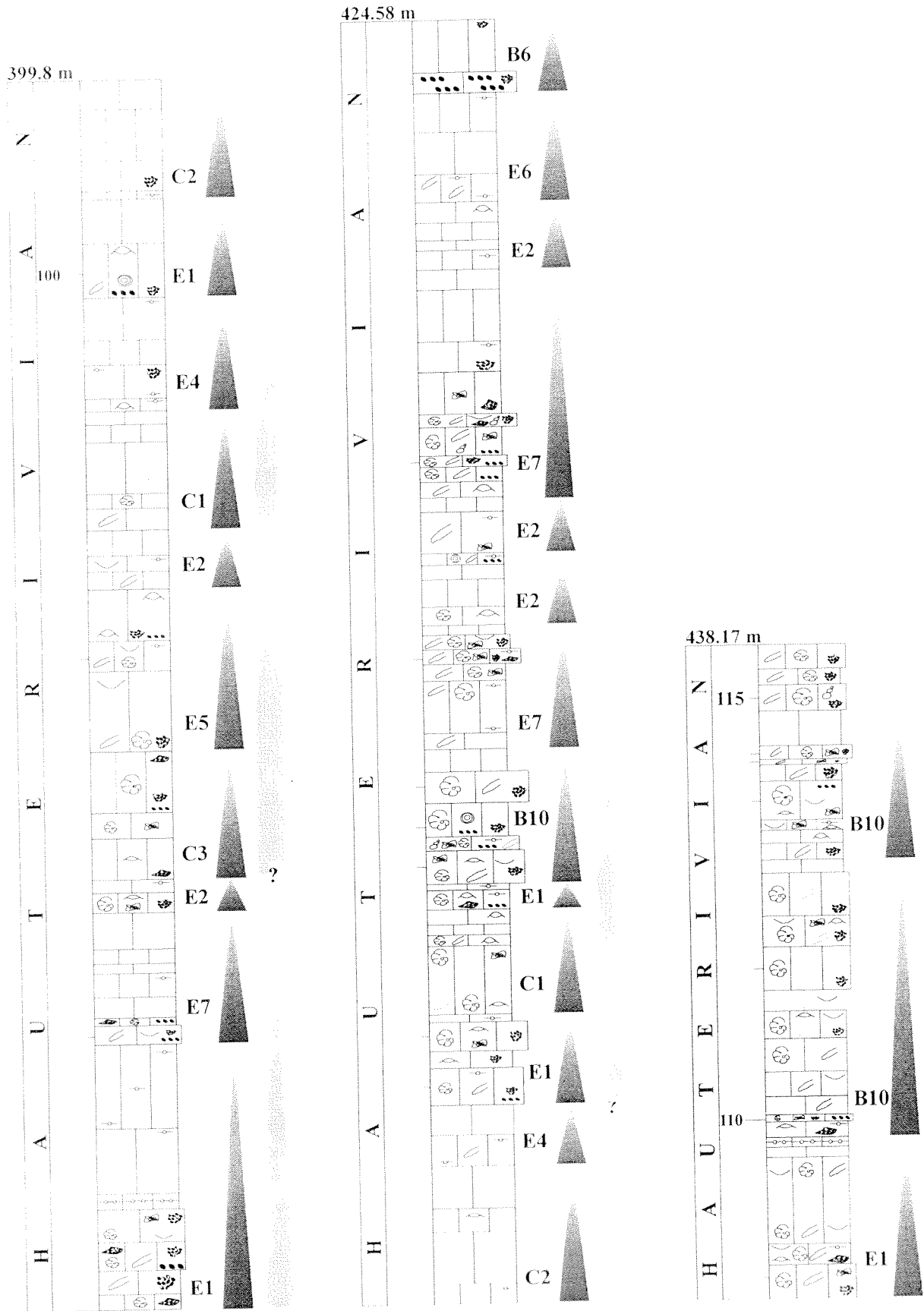
351.86 m



376.06 m



Şekil 43'ün devamı.



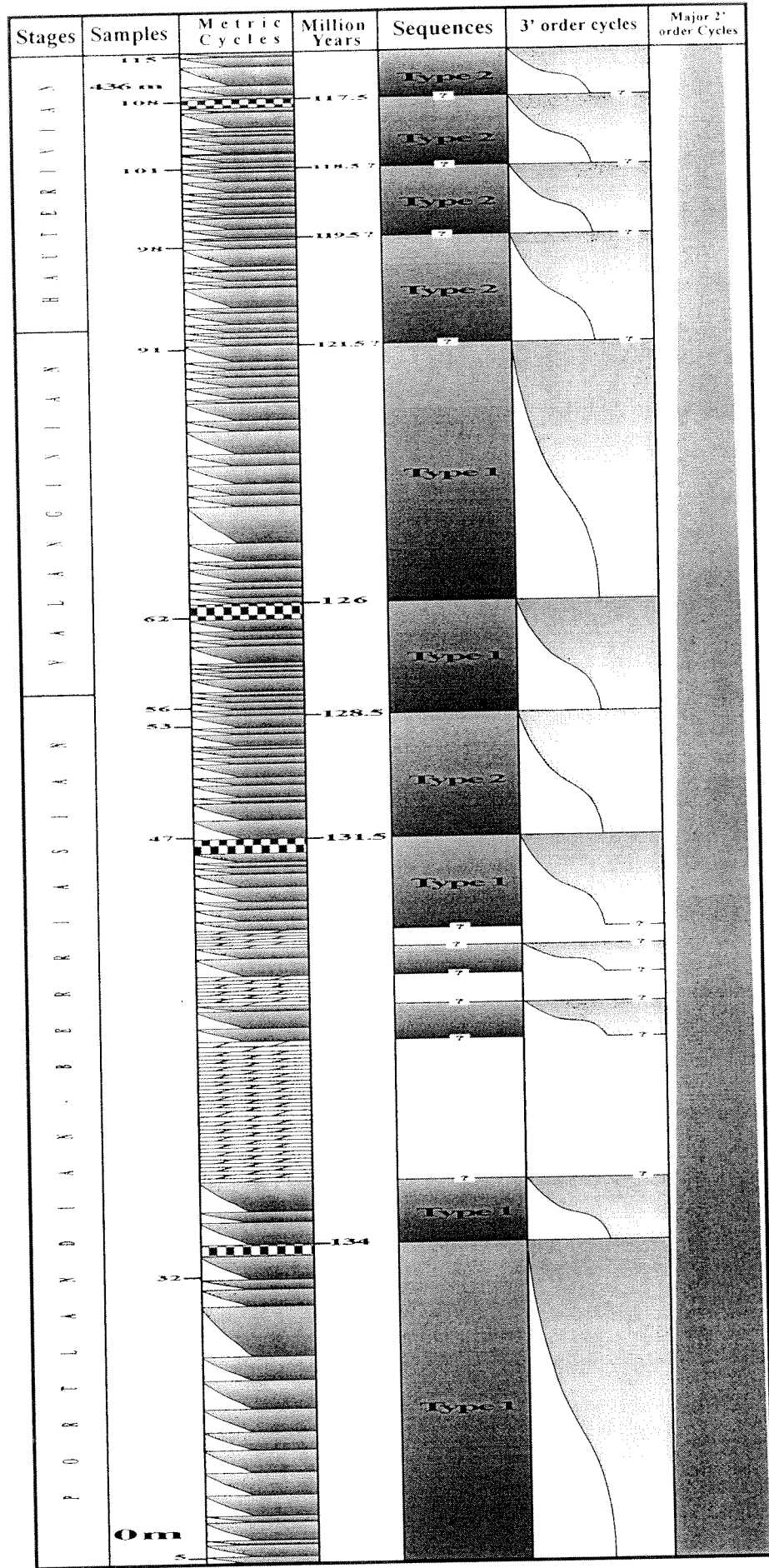
Şekil 43'ün devamı.

ortaya çıkmakta kesit tavanına, yani Hotriviyen içlerine kadar istifte tanınabilmektedir.

Keistte gözlenebilen C tipi, yani asimetric ve daha sakin gelgit altı fasiyeslerinin hakim olduğu devirsel çökel tipi Berriaziyen-Hotriviyen aralığında gözlenmiştir. Loferitik veya fenestral yapıları (Levha XIV, şekil 1-3) içeren E tipi ise istifin tamamı düşünüldüğünde en fazla rastlanan devirsel çökeldir. Bu tip devirsel çökel Portlandiyen'de son derece nadir olarak "B" tipleri arasına arakatlılanır. Özellikle Berriaziyen'den itibaren artan bir sıklıkla gözlenir, Valanjiniyen ve Hotriviyen'in devirsel çökelleri ise genelde E tipi ve astipleri ile temsil edilir.

Özetle Akseki kesiti, stromatolitik bağlamtaşlarını içeren D, F ve G gibi devirsel çökel tiplerini (Şekil 15) içermemektedir. Fele, Üzümlü, Hadim gibi yörelerde bu tip devirsel çökellerin en üst Hotriviyen'den sonra devamlı olarak gözlenmeye başlanması ve Akseki kesitinde bu tiplerin gözlenmeyişi kesitin en üst kesimlerinin, Hotriviyen'in en üst düzeylerine ulaşmadığını göstermektedir. Akseki kesiti, Portlandiyen'de çökelim yeri boşluğu (accomodation space) daha fazla olan gelgit altı tipi, ("B") nispeten kalın devirsel çökeller ile karakterize edilebilir. Kesitin üst kesimlerine doğru loferitik ve kuş gözü yapılı fenestral kireçtaşlarının (Shinn, 1983a) ortaya çıkması (E tipi devirsel çökeller) çökelim yeri boşluğunun (accomodation space) daha daraldığını yani parasekansların kalınlıklarının göreceli olarak daha azaldığını gösterir. Metre ölçeğindeki devirsel çökellerin yörüngesel etkilerle çökeliş çökemediği konusu 3. kısımda ele alınacaktır.

2. ve 3. derece sekanslar: Portlandiyen-Hotriviyen aralığını temsil eden kesitte Tip I sekansları belirleyen Tip I uyumsuzluk düzeylerinden 134 ve 126 milyon senelere karşılık gelenleri, önemli deniz seviyesi düşüşlerini temsil eden karst düzeyleri ile tanınmıştır (şekil 44). Bunlardan 126 milyon seneye karşılık geleni bu çalışmada



Şekil 44. Akseki yöresindeki kesitte Portlandiyen-Hotriviyeen aralığında ortaya konulan sekanslar ve devirler.

“Başlıca 2. Derece Devir” diye tanımladığımız devirin sınırına karşılık gelmekte yani bu düzeyde oluşan deniz seviyesi düşüşünü takiben gelişen transgresyonun getirdiği kısmi faunal çeşitlilik (özellikle foraminifer faunası) bu kesitte de gözlenmektedir. Kesitte 128.5 milyon seneye karşılık gelen ve düzeyi Fele kesiti ile parasekans sayılarının karşılaştırılması ile ortaya konulan diğer bir Tip 1 uyumsuzluk düzeyi ise arazide görülebilir bir karst düzeyi ile tanınmamıştır. Tipik bir E tipi parasekans üzerine yer alan bu düzeyde fenestral kireçtaşlarının çökelimini takiben oluşan deniz seviyesi düşüşü bu kireçtaşlarının yüzeyini tamamen açmış olmalıdır. Buna rağmen oluşan karstik olaylar muhtemelen platformun kesit ölçülen bu noktasında gözle görülür kayıtlar bırakmamıştır.

Akseki kesitinde karst breşleri ile gözlenebilen Tip 2 uyumsuzluk düzeyleri ise Portlandiyen-Berriaziyen aralığında 131.5 ve Hotriviyen içindeki 117.5 milyon sene düzeyleridir (Şekil 44). Üst Valanjiniyen’deki 121.5 ve Hotriviyen içindeki 119.5 ve 118.5 milyon sene düzeyleri Fele ve diğer yörelerdeki kesitlerde gözlenenlerden parasekans sayısı bazında yapılan korelasyonlarla bu kesite yansıtılmıştır.

3. KORELASYON VE İSTİFLERİN OLUŞUM MEKANİZMASINI ETKİLEYEN ÖSTATİK, YÖRÜNGESEL VE TEKTONİK OLAYLARIN TARTIŞMASI

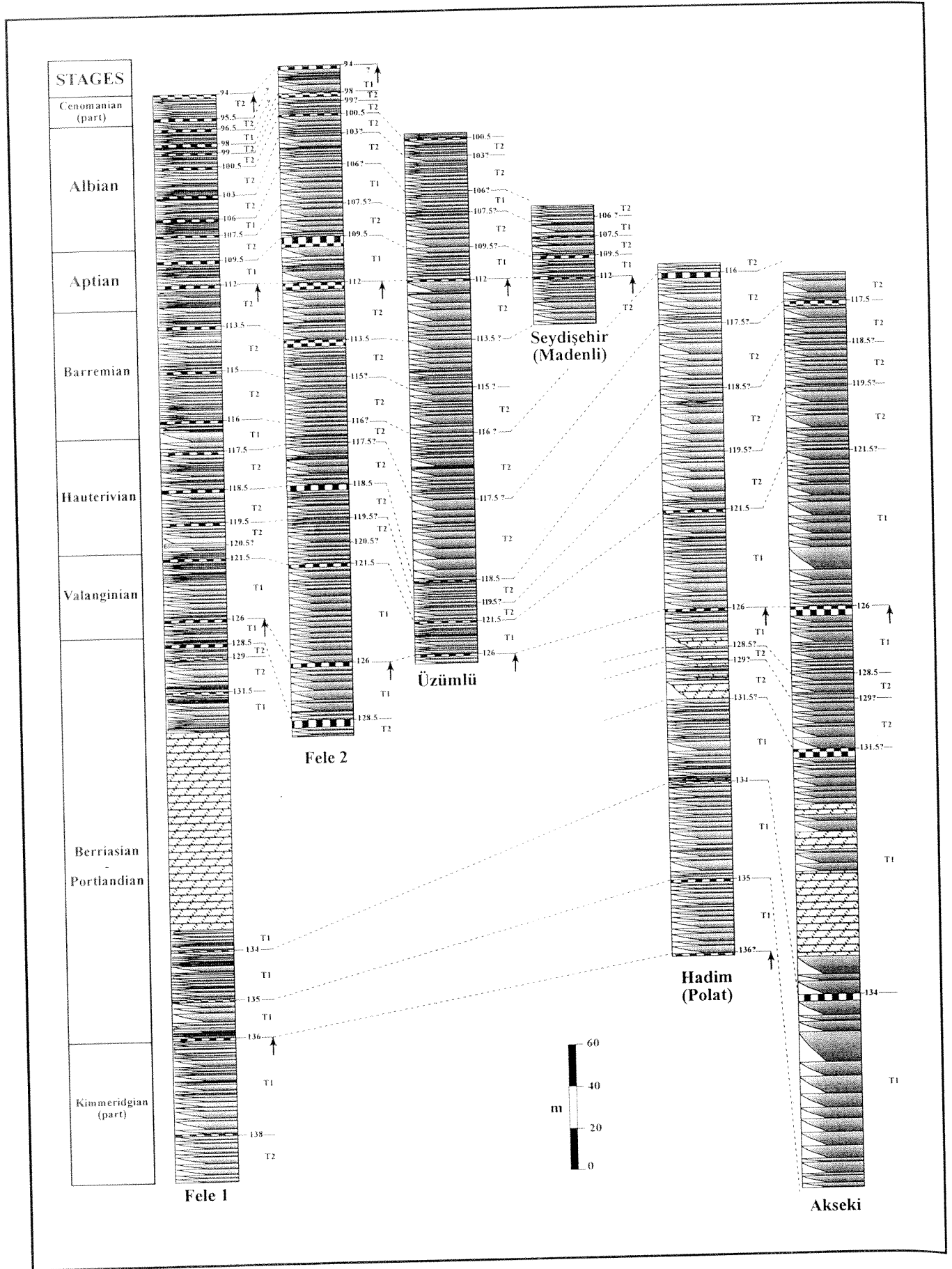
Beyşehir Gölü çevresinde ve daha güneyde Seydişehir-Akseki-Hadim üçgeni içindeki yörelerde çalışılan Malm-Kretase yaşlı karbonat istiflerinin ait olduğu Geyik Dağı Birliği’nin bu yöreleri temsil eden Jura öncesi stratigrafisi, önemli stratigrafik boşluklar içeren bir istifden oluşmaktadır. Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı karbonat ve silisiklastik birimlerden (Çaltepe ve Seydişehir Formasyonları) oluşan bir çökelim evresinden sonra gözlenen ve geriye kalan bütün Paleozoyik’i ve bazan da Triyas ve

Liyas'ı da içeren stratigrafik boşluk şüphesizki Toroslar'da oluşmuş olan tektonik hareketlerin sonucudur. Dolayısı ile Ordovisiyen sonrası Paleozoyik ve erken Mesozoyik zamanlarında bu yörelerde östatik deniz seviyesi değişimleri ile ilgili olabilecek bir kayıt oluşmamış denilebilir. Beyşehir Gölü güneyi ve Seydişehir yörelerinde gözlenebilen Aniziyen-Karniyen stratigrafisi de hızla pelajikleşen istifleri (Pınarbaşı, Taraşçı ve Sarıar Dere Formasyonları) ile bu yöreleri ilgilendiren lokal tektonik olayların kayıtlarıdır. Nitekim Triyas sonuna doğru gözlenen (Akay, 1981) bindirmeli yapılar bu birimleri ve Paleozoyik temeli etkilemiş ve bu yöreleri Bajosiyen'de örten transgresyona kadar sürebilen boşluklar yaratmıştır.

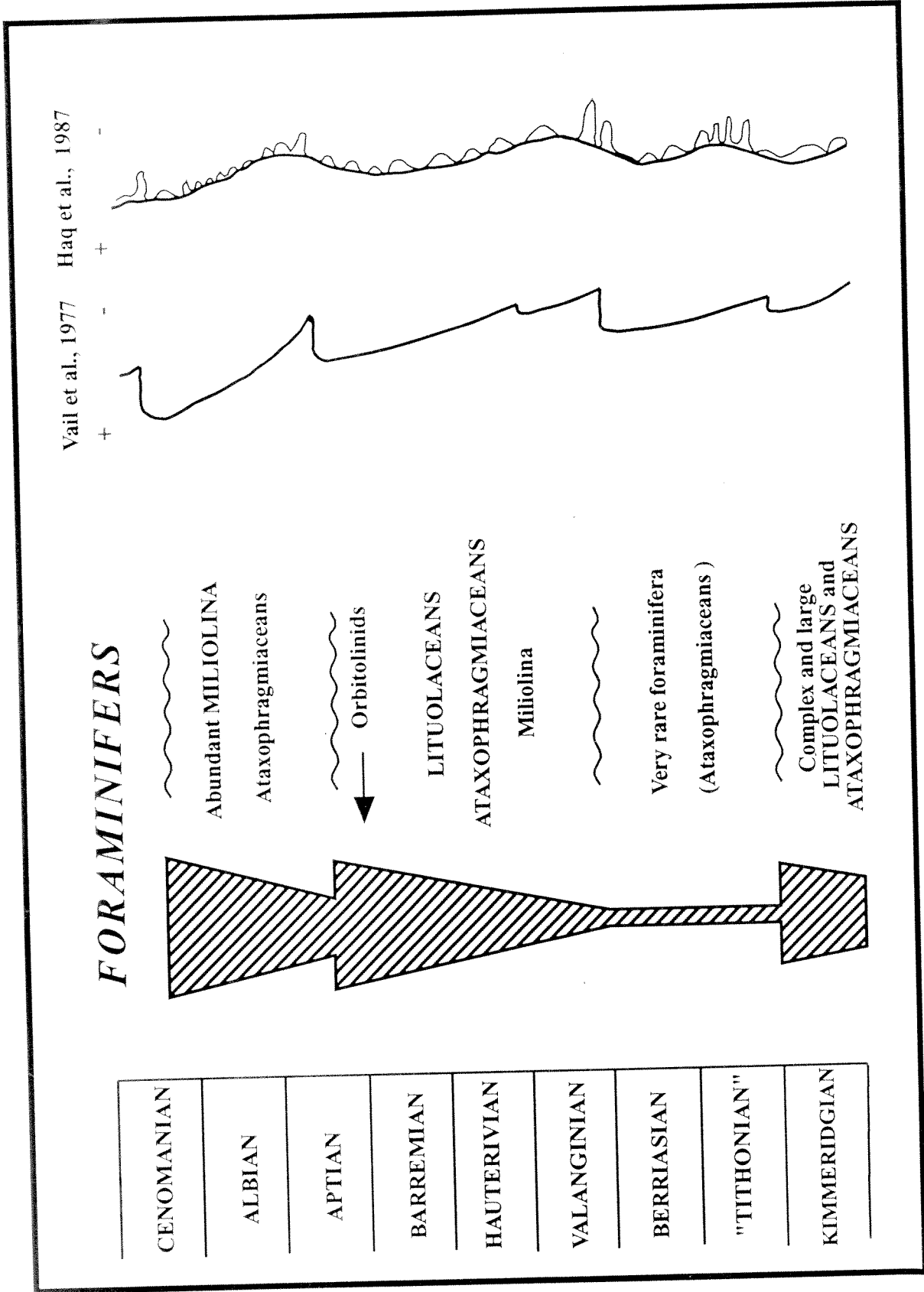
Geç Triyas'tan itibaren Gondvana kıtasının kuzeyinden riftleşerek ayrılan Kimmeriyen kıtasının bir parçası olan Toros-Anadolu bloğu (Şengör ve Yılmaz, 1981) Liyas ve sonrasında Sakarya Kıtası'ndan da riftleşerek ayrılmış (Görür ve diğerleri, 1983, Altınar ve diğerleri, 1991), henüz kuzey ve güney kenarları rift tektoniği ile organize olurken Bajosiyen'de kıta içlerine kadar ilerleyen ve aslında kıtanın her yöresini kaplayan bir transgresyonla örtülmüştür (Altınar, 1989). Tipik bir izole karbonat platformu haline dönüşen Toroslar, platform içi istiflerinde bu çalışmada Polat Formasyonu olarak benimsenen bir birim ile onun yanal eşiti olan Sarakman Formasyonu ve Tepearası Dolomiti tarafından temsil edilmeğe başlanmıştır. En azından Doger-Geç Kretase aralığında devamlı çökelmiş olan bu karbonat platformu çökellerinin aslında Vail ve diğerleri (1977b)'nin Fanerozoik'te tanımlamış oldukları iki büyük "1. Derece Devir"lerden ikincisinin veya Haq ve diğerleri (1987, 1988)'in östatik eğrisinin bir kısmını temsil etmesi beklenirdi. Halbuki, özellikle Malm stratigrafisi içinde Akkuyu Formasyonu ile temsil edilen ve muhtemelen platform içi dar ve uzunlamasına gelişmiş bir çukurda çökelmiş olan pelajik istifler, bu platformun belli bölgelerinin Malm içinde göreceli deniz seviyesi değişimleri ile oluştuğunu

göstermekte ve dolayısı ile Akkuyu Formasyonu'nu içeren istiflerin bütününün hiçbir zaman, östatik kayıt anlamında, Vail ve diğerleri (1977b)'nin Triyas-güncel aralığını içeren "1. Derece Devir"inin bir parçasını temsil edemeyeceği anlaşılmaktadır. Dolayısı ile bu anlamda Toroslar'ın platform içi istiflerinde Jura-Kretase'yi temsil eden "1. Derece Devir" kısmında olsa tektonik kayıt olarak düşünölmelidir.

Şekil 45'de Geyik Dağı Birliği'nin Kimmeridciyen-Senomaniyen yaşlı aralığında çalışılan 6 platform içi tipi istifin korelasyonu verilmektedir. Bu istiflerden Akseki kesitinin en alt kesimi, pelajik Akkuyu Formasyonu'nun hemen yanasında çökölmiş platform çökellerini de içermektedir. Tamamen biyostratigrafik verilerin kontrolü altında, Haq ve diğerleri (1987, 1988)'in östatik eğrisi ile karşılaştırılarak yapılan bu korelasyonda en çarpıcı görüntülerden biri şüphesizki bu istiflerin dört önemli karst breşi düzeyi ile birbirine bağlanabilmesidir. Bunlar Kimmeridciyen-Portlandiye sınır (136 milyon sene), erken Valanjiniyen (126 milyon sene), Apsiyen (112 milyon sene) ve Senomaniyen (94 milyon sene) içinde tanınmış düzeylerdir. Haq ve diğerleri (1987, 1988)'e göre Tip 1 uyumsuzluk düzeyi (Van Wagoner ve diğerleri, 1988) yani önemli deniz seviyesi düşüşlerine karşılık gelen bu düzeyler bu çalışmada bir başka yönden de analiz edilmiş ve bu düzeylerin en azından Toros platformu ölçeğinde önemli faunal ve florosal değişimlere karşılık geldiği ortaya konulmuştur. Bu düzeylerden Kimmeridciyen-Portlandiye ("Titioniye") sınırında (Şekil 46) kompleks ve büyük lituolacean ve ataxophragmiacean (*Kurnubia*, *Conicokurnubia*, *Alveosepta* vs.) foraminiferler yok olmuştur. Erken Valanjiniyen düşüşünü takibeden transgresyonla foraminifer faunasında bir çeşitlenme görölmüştür. Apsiyen içi düşüş ile faunada yeniden bir kesilme olmuş ve bunu takibeden transgresyonla platform, porselen kavkılı Miliolina ile işgal edilmiştir. Senomaniyen içi düzeyde ise tekrar bir faunal değişiklikle Miliolina ve diğer faoraminifer topluluklarında tekrar bir değişiklik görölmüştür.



Şekil 45. Çalışılan stratigrafik kesitlerin korelasyonu. T1 ve T2, Tip 1 ve Tip 2 sekanslardır. Kolonların sağındaki rakamlar milyon senelere karşılık gelmektedir.



Şekil 46. Toroslar'ın Kimmeridciyen-Senomaniyen gelgit çevresi foraminifer faunasındaki değişimlerin östatik eğrilerle karşılaştırılması.

Bu çalışmada “Başlıca 2. Derece Devir” diye adladığımız bu devirlerin sınırları Akdeniz çevresi Tetis istiflerinde de ortaya konulmuştur. Kimmeridciyen-Portlandiyen sınırındaki düzey Orta Fransa (Gabilly ve diğerleri, 1985), Paris havzası (Vail ve diğerleri, 1987) ve Abu Dhabi’de (Al Silwadi ve diğerleri, 1996); Apsiyen içindeki düzey kuzey İspanya (Garcia-Mondéjar, 1990), güneydoğu Fransa ve İsviçre (Arnaud Vanneau ve Arnaud, 1990), Oman ve Arab yarımadası (Harris ve diğerleri; Watts ve Blome, 1990; Scott ve diğerleri, 1988), güneybatı Mısır ve kuzeybatı Sudan (Wycisk, 1994) ve kuzeydoğu Irak’ta (Al Shididi ve diğerleri, 1993) ve Senomaniyen içindeki 94 milyon senelik düzey ise Oman (Scott ve diğerleri, 1988) ve güneybatı Mısır ve Kuzeybatı Sudan’da (Wycisk, 1994) tanınmıştır. Akdeniz çevresi Tetis kökenli Alt Kretase istiflerinde erken Valanjiniyen’deki önemli deniz seviyesi düşüşünü gösteren bir çalışmaya şimdiye kadar rastlanılmamıştır. Bunun en önemli sebeplerinden biri çalışmaların çoğunun henüz yüzeysel bir aşamada oluşudur. Genellikle bölgesel tektonizma etkilerinin fazla olduğu yerlerde yapılan bu çalışmalarda birimlerin ana kaya paketler halinde sıralanması ile devirler ve sınırları gözlenmeye çalışılmış, bu da gözlenmesi gereken bazı önemli düzeylerin atlanmasına sebep olmuştur. Gerek Arab yarımadasında gerekse Kuzey Afrika’da kraton içlerine kadar sokulan transgresif istifler tabaka tabaka çalışılmalı, östatik kayıtlar bu bölgelerde doğru dürüst ortaya konulmalıdır. Bölgesel ölçekteki bu çalışmada bu önemli veri Tetis’de ilk defa ortaya konulmaktadır.

“Başlıca 2. Derece Devir” sınırlarına karşılık gelen Tip 1 uyumsuzluk düzeylerinin dışında, kesitlerin korelasyonunda östatik olayların kayıtları olarak kullanılan diğer önemli Tip 1 uyumsuzluk düzeyleri Portlandiyen içindeki 135 ve 134 ve Albiyen içindeki 98 milyon sene düzeyleridir (Şekil 45, Fele, Hadim ve Akseki kesitleri). Zira bu düzeyler kesitlerde fiziksel görüntüleri, yani karst breşi düzeyleri ile belirgin olarak

bulunabilmektedir. Bazı Tip 1 uyumsuzluk düzeylerinde (128.5 ve 107.5 milyon sene düzeyleri) zaman zaman gözlenemeyen karstik olaylar ise, bazı Tip 2 düzeylerinde olduğu gibi, kesitlerin ölçüldüğü yörelerin su üstü olmuş olmasına rağmen gözle görülür düzeyde olmamasından kaynaklanmaktadır. Özellikle östatik su seviyesi düşüşlerinin daha az önemli olduğu Tip 2 düzeylerinde görülen düzensiz dağılım Toroslar'ın gelgit çevresi istiflerinin bile zaman zaman su üstü olmayabileceğini göstermektedir. Haq ve diğerleri (1987, 1988)'de Kretase'de 20 m civarında olduğu gösterildiği bu tip düşüşlerin havza çökme hızının değişken olduğu bölgelerdeki kalın silisiklastik çökellerden hesap edilip ortaya konulduğu düşünülürse bu düşüşlerin çok daha küçük deniz seviyesi oynamaları olabileceği anlaşılabilir. Şekil 45'de yapılan korelasyonda metre ölçeğindeki devirsel çökel sayıları düşünülerek korele edilmiş bütün 3. derece sekans sınırları soru işareti ile belirtilmiştir.

2. ve 3. derece devirlerin sınırları olarak düşünülüp yapılan bütün bu korelasyonlar, belirli bir biyostratigrafik çatı içerisinde tutarlı ve düzenlidir. Bu tutarlılık ve düzen, sekansların östatik veya Toroslar'da kesitlerin ölçüldüğü yöreleri içeren bölgeyi kontrol eden tektonik olayların etkileri ile çökeldiğini belirtmekle açıklanabilir. Buna rağmen, bu çalışmada elde edilen veriler Dünya'nın çeşitli bölgelerinde yapılan çalışmaların ortalamasını ortaya koyan Haq ve diğerleri (1987, 1988)'in sonuçları ile tutarlıdır. Bu da çökellerin lokal tektonik olayların kayıtları olmasından çok global deniz seviyesi değişimleri kontrolünde oluştuğunu göstermektedir. Ayrıca gelgit ortamlarda 0.3-3 mm/sene (Hardie ve Ginsburg, 1977), algi karbonat çamur çökellerinin oluştuğu gelgit çevresi çökellerinde 0.1-0.3 mm/sene (Neumann ve Land, 1975) ve daha genelleştirilmiş olarak sığ denizel karbonat platformu çökellerinde ortalama 1 mm/sene (Schlager, 1981) olarak verilen karbonat çökelim hızları, kraton veya pasif kenarları oluşmuş olan kıta alanlarındaki çökme hızlarından (0.01-0.1 mm/sene, Grotzinger,

1986) çok daha fazla bir hızla gelişen östatik deniz seviyesi yükselim hızı ile kontrol edilir. Örneğin 3. derece devirlere karşılık gelen kısa dönemli östatik deniz seviyesi yükselim hızı 0.5-10 mm/sene'dir (Strasser, 1991). Dolayısı ile karbonat çökelmını kontrol eden mekanizmanın Toroslar'ın bu çökellerinde östatik olaylar olduğu bu yönden de desteklenmektedir.

Son zamanlarda Pasquier ve Strasser (1997) tarafından “küçük ölçekli kompozit sekans”(small-scale composite sequence) olarak da adlanan metre ölçeğindeki devirsel çökeller (parasekanslar) bu çalışmada ölçülen kesitlerin en önemli yapı taşlarıdır. Biyostratigrafi kontrollü ve su üstü olma verilerini bariz olarak taşıyan karst breşi düzeyleri arasında birbirine jenetik olarak bağı metre ölçeğindeki bu devirsel çökellerin kesitlerdeki dağılımları karşılaştırıldığında sayıca belirgin bir tutarlılık gösterirler. Kretase'de “Başlıca 2. Derece Sekans” diye adladığımız 126 (erken Valanjiniyen) ve 112 (Apsiyen içi) milyon senelik sınırları arasında Fele 1 nolu, 2 nolu ve Üzümlü kesitlerindeki aynı mertebede, yani 4. derece sekans olarak sayıları, sırası ile 81, 83 ve 91'dir. Fele 1 nolu kesitte örtülü kısımlarda gözlenememiş devirsel çökel sayısı da düzeltiğinde bu rakamlar 86, 83 ve 91 olarak verilebilir. Buna benzer gözlemler şunlardır: 112 (Apsiyen) ve 107.5 (erken Albiyen) milyon senelik breş düzeyleri arasında Fele 1 nolu kesitte 18, Üzümlü'de 19 devirsel çökel vardır. Bu sayılar Fele 1 nolu ve Hadim (Polat) kesitlerindeki 126 (erken Valanjiniyen) ve 116 (erken Barremiyen) milyon senelik düzeyler arasında sırası ile 57 ve 63, Fele 1 nolu ve Akseki kesitlerindeki 126 (erken Valanjiniyen) ve 117.5 (geç Hotriviyen) milyon seneleri arasında ise 49 ve 51'dir. Görüldüğü gibi örnekleri verilen bu aralıklarda Kretase içinde metre ölçeğindeki devirsel çökeller kesitten kesite benzer sayıda dağılmaktadır. Yani bir başka deyişle metre ölçeğindeki devirsel çökeller yöresel (Fele 1 ve 2 nolu kesitler) veya bölgesel (Fele, Üzümlü, Akseki vs.) ölçekte korelasyon için kullanılabilirler. Bu

korelasyonda bizim hesapladığımız hata payı %5 dolaylarında olmalıdır. Bu pay bizim gözlem hatalarımızdan kaynaklanabileceği gibi, kısmende 4. ve 5. derece sekans hiyerarşisinin iyi bir şekilde ayrılmamış olmasından, metre ölçeğindeki devirsel çökellerin oluşturduğu sekans sınırlarındaki karstik olaylar sırasında parasekansların sayılarındaki eksilmelerden ve kısmende sayısız düzeyde oluşmuş sitilolitlerin yaratmış olduğu kısmi erimelerden dolayı oluşan eksilmelerden ortaya çıkmış olmalıdır. Kesitlerin Jura kesiminde özellikle Portlandiyen'de oluşan dolomitleşme metre ölçeğindeki devirsel çökellerin sayısal karşılaştırmalarını kısmen engellemektedir. Buna rağmen Jura üzerine yapılan gözlemler bir kesin sonucu ortaya koymaktadır. Jura içinde (kesitlerde 131.5 milyon sene düzeyi altında gözlenen istifler, Şekil 45) asimetric devirsel çökeller ile yapılan ayrımların, milyon sene bazında düşünüldüğü takdirde, Kretase'deki ayrımlardan daha sık oluştuğu gözlenmektedir. Bu durumda Jura devirsel çökellerinin başka bir devirsel hiyerarşide oluşmuş olabileceği düşünülebilir. Halbuki bu durumun Jura ve Kretase jeolojik zaman çizelgesini milyon sene bazında kalibre eden yaş tayinlerinin henüz kesinlik ve sıhhatlilik kazanmamış olmasından kaynaklanabileceği daha yüksek bir olasılıktır.

Östatik deniz seviyesi değişimleri ile oluşmuş sekanslar içinde jenetik sıralanmalar ortaya koyan metre ölçeğindeki devirsel çökellerin yüksek frekanslı deniz seviyesi oynamaları ile çökelmiş olmaları gerekmektedir. Son zamanlarda, transgresif-regresif nitelikli metre ölçeğindeki bu istiflerin yörüngesel (Milankovitch) etkilerle (Berger, 1988) çökelmiş olabileceği Tetis'in Mesozoyik karbonat platformlarında çeşitli çalışmalarla ortaya konulmuştur (örneğin Triyas: Fischer, 1964, 1991; Goldhammer ve diğerleri, 1990; Hinnov ve Goldhammer, 1991; Brack ve diğerleri, 1996; Juara: Fischer, 1991; Schwarzacher, 1993; Kretase: Strasser, 1988, 1991; Pasquier ve Strasser, 1997; Jimenez de Cisneros ve Vera, 1993; D'Argenio ve diğerleri, 1997). Bu

çalışmaların bazılarında belirtildiği gibi (D'Argenio ve diğerleri, 1997; Pasquier ve Strasser, 1997) bu çalışmada tanımlanan transgresif-regresif nitelikli, üste doğru sığlaşan metre ölçeğindeki devirsel çökeller Berger (1988)'in E1 veya E2 sinyalli yörüngesel dışmerkezlilik (orbital eccentricity) devirlerine yani yaklaşık 100 bin senelik devirlere karşılık gelmelidir. Haq ve diğerleri (1987, 1988)'in jeolojik zaman çizelgesi kullanılarak milyon sene bazında kalibre edilebilen bu çalışmanın devirsel çökelleri, örneğin Kretase'deki Valanjiniyen-Apsiyen aralığında yaptığımız hesaplara göre 147 ve 175 bin seneler arasında değişen zaman aralıkları ortaya koymaktadır. Bu değerler gerek Goldhammer ve diğerleri (1990) gerekse Mitchum ve Van Wagoner (1991)'in 4. derece "high frequency cyclicity" değerleri olan 0.1-0.2 milyon sene aralıklarına uygunluğu dışında özellikle yörüngesel dışmerkezlilik devirlerinden (orbital eccentricity) E2 sinyalinin 126 bin senelik değere de yakındır. Biz bu farklılaşmanın özellikle Erken Kretase'nin henüz kesinlik kazanamamış radyometrik kalibrasyonu eksikliklerine bağlıyoruz. Zira son senelerde yapılan yeni kalibrasyonlar (Harland ve diğerleri, 1990; Hardenbol ve diğerleri, 1997) Milankovitch devirleri ile ilgili yapılan bütün hesapların ve tahminlerin gözden geçirilmesi gerektiğini göstermektedir.

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu proje kapsamında gerçekleştirilebilen çalışmalar ile aşağıdaki sonuçlara varılmıştır:

1. Toroslar'ın Beyşehir Gölü kuzey (Fele) ve güney (Üzümlü), Seydişehir (Madenli), Hadim (Polat) ve Akseki yörelerinde, platform içi çökeller ile temsil edilen Geyik Dağı Birliği'nin Kimmeridciyen-Senomaniyen yaşlı istiflerinde ölçülen kesitlerde kayaların, metre ölçeğinde devirsel karbonat çökeller ve bunları zaman zaman sınırlayan önemli karst düzeylerinden oluştuğu gözlenmiştir. Bu çökellerin ana yapı

taşlarını oluşturan devirsel çökeller genelde denizel sellenme düzeyleri üzerinde gelişen gelgit çevresi istiflerden oluşmakta, üste doğru sığlaşan istifleri ile bir üstteki çökelin denizel sellenme yüzeyi veya su üstü olma yapılarını içeren düzeylerle örtülmektedir. Çalışılan kesitlerde Jura ve Kretase devirsel çökelleri ana hatları birbirinden farklıdır. Jura'daki devirsel çökeller tamamen asimetrik olup gelgit düzlüğü ilerlemesini gösteren fasiyesleri içermezler. Bu tip metre ölçeğindeki devirsel çökeller Kretase'de de görülmesine rağmen Kretase devirsel çökelleri genelde gelgit düzlüğü ilerlemesi fasiyesleri ile belirgindir. Stromatolitik düzeyler içeren metre ölçeğindeki devirsel çökeller tipik olarak üst Hotriviyen'de ortaya çıkarlar ve Barremiyen, Apsiyen, Albiyen ve Senomaniyen içinde devamlı tekrar eden istifler oluştururlar.

2. Ortaya konulan foraminifer ve dasiklad alg biyostratigrafisi ve diğer paleontolojik veriler yörelerdeki istiflerin üst Kimmeridciyen, Portlandiyen, Berriaziyen (dar anlamda ve Ryazaniyen eşiti), Valanjiniyen, alt Hotriviyen, üst Hotriviyen-en alt Barremiyen, Barremiyen, alt Apsiyen, üst Apsiyen-alt Albiyen ve üst Albiyen-Senomaniyen kronostratigrafik aralıklarına bölünmesini sağlamıştır. Bu kronostratigrafik çatı içerisinde Kimmeridciyen-Portlandiyen sınırı, alt Valanjiniyen içi, alt-üst Apsiyen sınırı ve Senomaniyen içine karşılık gelen ve çalışılan kesitlerde belirgin karst düzeyleri ile tespit edilen seviyeler Haq ve diğerleri (1987, 1988)'in "Mesozic-Cenozoic Cycle Chart"ı içerisinde sırası ile 136, 126, 112 ve 94 milyon senelik düzeylere karşılık gelmektedir. Tipik Tip 1 uyumsuzluk düzeyi olan yani östatik deniz seviyesi düşüşüne karşılık gelen bu düzeyler bu çalışmada tanımlanan "Başlıca 2. Derece Devir" lerin sınırlarını temsil etmektedir. Bu sınırlarda Toros karbonat platformunun foraminifer faunası ve dasiklad florasında önemli değişiklikler olmuştur. Östatik olaylarla sınırlanan bu biyolojik değişiklikler kanımızca bütün Gondvana orijinli izole karbonat platformlarında gözlenmesi gereken olaylardır.

3. Biyostratigrafi ile ortaya konulan düzen içerisinde çalışılan kesitler boyunca tespit edilebilen breş düzeyleri Haq ve diğerleri (1987, 1988)'in Tip 1 ve Tip 2 uyumsuzluk düzeylerine karşılık gelen östatik kayıtlardır. Yaklaşık 1-4 milyon seneleri aralığında bölünebilen kaya paketleri aslında üzerledikleri uyumsuzluk düzeyi tipine göre Tip 1 ve Tip 2 sekans tipleri ile temsil edilir. Bu çalışmada Haq ve diğerleri (1988) jeokronolojisine göre 138, 136, 135, 134, 131.5, 129, 128.5, 126, 121.5, 120.5 ?, 119.5, 118.5, 117.5, 116, 115, 113.5, 112, 109.5, 107.5, 106, 103, 100.5, 99, 98, 96.5, 95.5 ve 94 milyon sene düzeyleri ile sınırlı toplam 26 tip 1 veya 2 sekans (veya 3. derece devir) tanınmıştır. Bu sonuç bu çalışmada ortaya konulan rezolüsyonun da üzerindedir.

Toroslar'daki Kimmeridciyen-Senomaniyen aralığındaki sekansların lokal tektonik olayların kontrolünde çökelmiş olabileceği fikri bu çalışmada desteklenmemektedir. Zira Kimmeridciyen-Senomaniyen aralığında 2. ve 3. derece sekanslara karşılık gelen kaya paketlerini sınırlayan düzeyler global sınırlarla tamamen uyumludur. Ayrıca Toroslar'ın Kimmeridciyen sonrası Senomaniyen öncesi tektonik konumu bu platformdaki çökme hızlarının hiçbir zaman östatik deniz seviyesi yükselmelerini geçemeyeceğini göstermektedir. Tektonik olaylara bağlı olarak platformdaki çökme hızının getirebilmiş olduğu etki ancak metre ölçeğindeki devirsel çökellerin kalınlıklarında bir miktar artış olabilir.

Bu çalışmada ortaya konulan uyumsuzluk düzeylerinden bazıları, özellikle Tip 2 olanları, kesitlerde belirgin, gözle görülebilir bir biçimde belirlenememiştir. Bunun sebeplerinden biri karstik olayların çok belirgin ve çarpıcı düzeylerle karşımıza çıkmayıp olabilir. Bir ihtimal de Haq ve diğerleri (1987, 1988) tarafından bu tip düzeylerdeki ortalama östatik deniz seviyesi düşüşü olarak verilen 20 m değerinin bile abartılı olabileceği yani Toros karbonat platformunun bazı yörelerinin bu düşüşlerden

etkilenmemiş olabileceğidir. Sekans sınırları bariz karst düzeyleri ile belirlenememiş olduğu durumlarda sınırlar, metre ölçeğindeki devirsel çökel sayısı göz önüne alınarak projeksiyonla bulunmuştur.

4. Gerek Jura (Kimmeridciyen ve sonrası) gerekse Kretase'de (Berriaziyen-Senomaniyen) tespit etmiş olduğumuz devirsel çökeller (parasekanslar) hem yöresel (Fele içindeki 1 ve 2 nolu kesitler) ve hem bölgesel (Fele, Üzümlü, Akseki vs. kesitleri) boyuttaki korelasyonlarda kolaylıkla kullanılabilir. Zira biyostratigrafi kontrollü aralıklar içinde metre ölçeğindeki devirsel çökellerin sayıları tutarlıdır. 3. derece sekanslar içinde genetik sıralanmalar ortaya koyan bu devirsel çökellerde global deniz seviyesi değişimleri ile oluşmuş olmalıdır.

"Mesozic-Cenozoic Cycle Chart"ta verilen radyometrik verilere göre yapılan hesaplarımızda Kretase'deki metre ölçeğindeki devirsel çökellerin genellikle 4. derece sekans veya parasekansların temsil ettiği 100-200 bin senelik aralıklara karşılık geldiği görülmektedir.

Son senelerde devirsel stratigrafi (cyclostratigraphy) üzerine yapılan araştırmalarda bu çalışmada tespit edilen metre ölçeğindeki transgresif-regresif tipteki üste doğru sığlaşan devirsel çökellerin yaklaşık 100 bin sene aralıklarındaki yörüngesel dışmerkezlilik devirlerini temsil ettiği belirtilmiştir. Kretase'deki değişik yörelerde çalışılan devirsel çökellerden hesaplanan 146-175 bin seneler arasındaki değerlerin yörüngesel dışmerkezlilik devirlerinin E2 sinyali olan 126 bin seneye karşılık gelebileceğini göstermektedir. Dolayısı ile metre ölçeğindeki devirsel çökeller yörüngesel etkilerle oluşan deniz seviyesi oynamalarının kayıtları olmalıdır. Ortalama 100 bin senelik değerden oluşan sapmalar özellikle Kretase jeokronolojisinin henüz sağlam bir bazda oturmayışından kaynaklanmaktadır.

Bu çalışma elde edilen sonuçlar önemli olsa da henüz bitmemiştir. Özellikle sekanslar içinde yer alan metre ölçeğindeki çökeller, şimdiye kadar bazı çalışmalar yapmamıza rağmen, jenetik bazda gruplanmalı ve bu sekanslar “transgressive systems tracts” ve “highstand systems tracts” paketlerine bölünmelidir.

Bu çalışmanın başka bir türü Toros karbonat platformu dışında, özellikle aynı yaş aralığındaki karbonat platformu çökellerine sahip olan Sakarya kıtası üzerinde veya daha kuzeydeki Zonguldak ve doğusundaki Jura-Kretase yaşlı karbonat istiflerinde yürütülebilir. Bu tip çalışmalar en azından Tetis okyanusunun kuzey ve güneyindeki Avrasya ve Gondvana tipi karbonat platformlarındaki östatik kayıtların neler olabileceğinin çözülmesi bakımından önemli olacaktır. Ayrıca bu çalışmada ortaya konulan devirsel çökellerin pelajik istiflerde karşılıkları da aranmalıdır. Platform-havza korelasyonlarında devirsel çökel paketlerinin hiyerarşileri belirgin bir şekilde ortaya konulmalıdır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Akay E., Beyşehir yöresinde (Orta Toroslar) olası Kimmeriyen dağ oluşumu izleri, *TJK Bülteni*, 24, 25-30, (1981).

Al-Shididi S., Delfaud J., Thomas G. ve Deloffre R., Rôle de l'eustatisme dans la genèse des assises carbonatées du Crétacé inférieur du Nord-Est de l'Irak, *C.R.Acad. Sci. Paris*, 316, 519-526, (1993).

Al Silwadi M.S., Kirkham A., Simmons M.D. ve Twembley B.N., New insights into regional correlation and sedimentology, Arab Formation (Upper Jurassic), Offshore Abu Dhabi, *GeoArabia*, 1/1, 6-27, (1996).

Altiner D., *Recherches stratigraphiques et micropaléontologiques dans le Taurus oriental au NW de Pınarbaşı (Turquie)*, (Doktora Tezi), Université de Genève, (1981).

Altiner D., *Toros kuşağı stratigrafik çalışmaları: Bağkonak ve Fele kesitlerinde (Gelicikana birimi, Sultandağları) incelenen Mesozoyik yaşlı istifin mikropaleontolojisi, biyostratigrafisi, kronostratigrafisi ve Toroslar'da Bajosiyen transgresyonunun boyutları ve önemi üzerine notlar*, TPAO Arşiv no: 1649, (1989).

Altiner D., Microfossil biostratigraphy (mainly foraminifers) of the Jurassic-Lower Cretaceous carbonate successions in north-western Anatolia (Turkey), *Geologica Rom.*, 27, 167-213, (1991).

Altiner D. Ve Decrouez D., Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé de la région au NW de Pınarbaşı (Taurus Oriental, Turquie), *Revue Paléobiol.*, 1, 1, 53-91, (1982).

Altiner D. ve Koçyiğit A., Farinacci A., Nicosia U., Conti M.A., Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of north-western Anatolia, *Geologica Rom.*, 27, 13-80, (1991).

Altiner D., Okan, Varol B. ve Kazancı N., Foraminiferal and algal biostratigraphy and chronostratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Sarız-Tufanbeyli region (eastern Taurus), *Abstracts Geol. Cong. Turkey 1986*, (1986), p:44.

Altiner D. ve Özcan E., *Kırdağları ve Barla Dağ yörelerindeki Mesozoyik yaşlı istiflerin mikropaleontolojisi, biyostratigrafisi, kronostratigrafisi ve yörelerindeki istiflerin mikropaleontolojik verilerle karşılaştırılması üzerine notlar*, (proje raporu), TPAO, (1990).

Altiner D. ve Özkan S., Calpionellid zonation in north-western Anatolia (Turkey) and calibration of the stratigraphic ranges of some benthic foraminifera at the Jurassic-Cretaceous boundary, *Geologica Rom.*, 27, 215-235, (1991).

Altiner D., Özkan S. ve Okan Y., *Tokayella* n.gen., a new foraminifer from the Malm of the Eastern Taurids (Turkey), *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, 31, 1-3, 347-360, (1988).

Altiner D. ve Septfontaine M., Micropaléontologie, stratigraphie et environnement de deposition d'une série Jurassique à facies de plate-forme dans la région de Pınarbaşı (Taurus oriental, Turquie), *Revue Micropal.*, 22, 3-18, (1979).

Arnaud-Vanneau A. Ve Arnaud H., Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura, *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 9, 203-233, (1990).

Ayhan A. ve Karadağ M., Şarkikaraağaç (Isparta) güneyinde bulunan boksitli demir ve demirli boksit yataklarının jeolojisi ve oluşumu, *TJK Bülteni*, 28, 137-146, (1985).

Banner F.T. ve Simmons M. D., Calcareous algae and foraminifera as water-depth indicators: an example from the Early Cretaceous carbonates of northeast Arabia in *Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*, ed: Simmons M. D., Chapman & Hall, London, (1994), p: 243-252.

Bassoullet J. P. ve Poisson A., Microfacies du Jurassique de la région d'Antalya (secteurs N et NW), Taurus lycien (Turquie), *Revue Micropal.*, 18, 3-14, (1975).

Berger A., Milankovitch theory and climate, *Rev. Geophys.*, 26, 624-657, (1988).

Blumenthal M., Bozkır güneyinde Toros sıradağlarının serisi ve yapısı, *İÜFF Mecmuası*, B, 9, 95-125, (1944).

Blumenthal M., Geologie der Taurusketten im Hinterland von Seydişehir und Beyşehir, *MTA Publ.*, D, 2, 1-242, (1947).

Blumenthal M., Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Antalya, *MTA Publ.*, D, 5, 1-134, (1951).

Blumenthal M. ve Göksu B., Die Bauxit vorkommen der Berge um Akseki, *MTA Publ.*, B, 14, 1-59, (1949).

Brack P., Mundil R., Oberli F., Meier M. ve Tieber H., Biostratigraphy and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemer cycles (Southern Alps, Italy), *Geology*, 24, 4, 371-375, (1996).

Brunn J.H., Dumont J.F., de Graciansky P. Ch., Gutnic M., Juteau Th., Marcoux J., Monod O. ve Poisson A., *Outline of the Geology of the Western Taurids in Geology and History of Turkey*, ed: Campbell A.S., The Petroleum Exploration Society of Libya, (1971), p: 225-255.

Burchette T. P. ve Wright V. P., Carbonate ramp depositional system, *Sedimentary Geology*, 79, 3-57, (1992).

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A., Molinari V. ve Potetti M., Biostratigrafia a foraminiferi, dasciadali e calponelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'ppennino centrale (Italia), *Studi Geologici Camerti volume speciale*, 1994, "Biostratigrafia dell'Italia centrale", 9-128, (1994).

Dean W. T. ve Monod O., The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus mountains near Beyşehir, Turkey, I. Stratigraphy, *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol.*, 19, 411-426, (1970).

Decrouez D., *Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé d'Argolide (Pélaponnèse septentrional, Grèce)*, (Doktora tezi), Université de Genève, (1981).

D'Argenio B., Ferreri V., Amodio S. ve Pelosi N., Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platform strata, *Sedimentary Geology*, 113, 169-193, (1997).

Demıcco R.V. ve Hardie L. A., Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits, *SEPM*, Atlas series No 1, 1-265, (1994).

Demirkol C., Geology and tectonics of the region south of Çay (Afyon) in *Geology of the Taurus Belt*, ed: Tekeli O. ve Gönçüoğlu C., (1984), p: 69-75.

Demirkol C. ve Sipahi H., Bağkonak-Çimendere-Muratbağı (Isparta) yöresinin jeolojisi, *TMMOB Jeoloji Müh. Odası Yayını*, 7, 29-38, (1979).

Dumont J. F., Gutnic M., Marcoux J., Monod O. ve Poisson A., Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Definition du Bassin Pamphylien: un nouveau

domaine à ophiolites à la marge externe de la chaîne Taurique, *IV Colloque sur la Géologie des Régions Egéennes*, Hannovre, (1972), pp: 1-21.

Dumont J. F. ve Kerey E., Eğridir gölü güneyinin temel jeolojik etüdü, *TJK Bülteni*, 18, 169-174, (1975)

Esteban M. ve Klappa C.F., Subaerial Exposure Environments, eds: Scholle P. A., Bebout D. G. ve Moore C. H, *AAPG Memoir* 33, (1983), p: 1-54.

Fischer A.G., The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic, *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169, 107-149, (1965).

Fischer A.G., Orbital Cyclicality in Mesozoic Strata in *Cycles and Events in Stratigraphy*, ed: Einsele G., Ricken W. Ve Seilacher A., Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (1991), p: 48-62.

Flügel E., *Microfacies analysis of limestones*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (1982), pp: 633.

Gabilly J., Cariou E. ve Hatzpergue P., Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique: témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 1, 3, 391-401, (1985).

García-Mondéjar J., The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution, *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 9, 257-290, (1990).

Goldhammer R. K., Dunn P. A. ve Hardie L. A., Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonates, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102, 535-562, (1990).

Görür N., Monod O., Okay A.İ., Şengör A.M.C., Tüysüz O., Yiğitbaş E. ve Sakıncı M., Palaeogeographic and tectonic position of the Carboniferous rocks of the

western Pontides (Turkey) in the frame of the Variscan belt, *Bull. Soc. Géol. France*, 168 (2), 197-205, (1997).

Görür, N., Şengör A.M.C., Yılmaz Y. Ve Akkök R., Pontidlerde Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler, *TJK Bülteni*, 26, 11-20, (1983).

Grotzinger J.P., Upward shallowing platform cycles: a response to 2.2 billion years of low-amplitude, high-frequency (Milankovitch band) sea level oscillations, *Paleoceanography*, 1, 403-416, (1986).

Gutnic M., *Géologie du Taurus pisidien au nord d'Isparta. Principaux résultats extraits des notes de M. Gutnic entre 1964 et 1971, par O. Monod*, Université du Paris-Sud Orsay, (1977).

Gutnic M., Monod O., Poisson A. ve Dumont J. F., Géologie des Taurides occidentales (Turquie), *Mém. Soc. Géol. France*, 137, 1-112, (1979).

Hamilton M., *Researches in Asia Minor*, I & II, London, (1842).

Haq B. U., Hardenbol J. ve Vail P. R., Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, 235, 1156-1167, (1987).

Haq B. U., Hardenbol J. ve Vail P. R., Mesozic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change in *Sea level changes: An integrated approach*, eds: Wilgus C. K., Hastings B.S. et al., *SEPM Spec. Publ.* 42, (1988), p: 71-108.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., De Graciansky P. C. ve Vail P. R., Cretaceous Chronostratigraphy in *Sequence Stratigraphy of European Basins*, eds: De Graciansky P. C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P. R. Ve Farley M. B., *SEPM Spec Publ.*, (baskıda).

Hardie L. A. ve Ginsburg R. N., Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding in *Sedimentation on the Modern Carbonate*

Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas, John Hopkins University Press, Baltimore, (1977), p: 50-123.

Harland W. B., Armstrong R. L. ve Cox A. V., *A geologic time scale*, Cambridge University Press, Cambridge, (1990).

Harris P. M., Frost S. H., Seigle G. A. ve Schneidermann N., Regional Unconformities and Depositional Cycles, Cretaceous of the Arabia Peninsula in *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*, ed: Schlee J.S., *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 36, (1984), p: 67-80.

Hinnov L. A. ve Goldhammer R. K., Spectral analysis of the middle Triassic Latemar Limestone, *J. Sediment. Petr.*, 61, 7, 1173-1193, (1991).

Jimenez de Cisneros C. ve Vera J. A., Milankovitch cyclicity in Purbeck peritidal limestones of the Prebetic (Berriasian, Southern Spain), *Sedimentology*, 40, 513-537, (1993).

Jones B. ve Desrochers A., Shallow platform carbonates in *Facies Models*, eds: Walker R.G., James N. P., Geol. Assoc. Canada, Dept. Earth Sci., Memorial Univ., St. John's, (1992), p: 277-301.

Kazancı N., Varol B., Okan Y. ve Altiner D., *Sarız (Kayseri)-Tufanbeyli yöresi Mesozoyik karbonatlarının fasiyes analizleri*, (proje raporu), TBAG-613, (1985).

Koçyiğit A., Isparta büklümünde (Batı Toroslar) Toros Karbonat Platformunun evrimi, *TJK Bülteni*, 24, 15-23, (1981).

Koçyiğit A., Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) dolayının tektoniği, *TJK Bülteni*, 26, 1-10, (1983).

Koçyiğit A., Tectono-stratigraphic characteristics of Hoyran Lake region (Isparta Bend) in *Geology of the Taurus Belt*, ed: Tekeli O. ve Göncüoğlu C., (1984), p: 53-67.

Koçyiğit A., Altiner D., Farinacci A., Nicosia U ve Conti M. A., Late Triassic-Aptian evolution of the Sakarya divergent margin: Implications for the opening history of the northern Neo-Tethys in north-western Anatolia, Turkey, *Geologica Rom.*, 27, 81-99, (1991).

Luperto Sinni E. ve Masse J. P., Secie nuove di foraminiferi ventonici dell'Aptiano inferiore carbonitico delle Murge (Italia meridionale), *Riv. It. Paleont. Strat.*, 99, 2, 213-224, (1993).

Martin C., Etude stratigraphique et tectonique d'une partie du Taurus au Nord d'Akseki, *MTA Bull.*, 72, 100-129, (1969).

Mitchum R. M., Vail R. P. ve Thompson S., Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis in *Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration*, ed: Payton C. E., *AAPG Memoir* 26, (1977), p: 53-63.

Mitchum R. M. Jr. ve Van Wagoner J. C., High frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles, *Sedimentary Geology*, 70, 131-160, (1990).

Monod O., *Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir* (Turquie); (Doktora tezi), Université de Paris-Sud "Centre d'Orsay", (1977).

Moullade M., Peybernes B., Rey J. ve Saint-Marc P., Biostratigraphic interest and paleogeographic distribution of Early and mid-Cretaceous Mesogean Orbitolinids (Foraminiferids), *J. Foram. Res.*, 15, 3, 149-158, (1985).

Neumann A. C. ve Land L. S., Lime mud deposition and calcareous algae an the Bight of Abaco, Bahamas: a budget, *J. Sediment. Petrol.*, 45, 763-786, (1975).

Okay A. I., Şengör A. M. C. ve Görür N., The Black Sea: Kinematic history of opening and its effect on the surrounding regions, *Geology*, 22, 267-270, (1994).

Özgül N., Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi, *TJK Bülteni*, 14, 1, 75-87, (1971).

Özgül N., Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri, *TJK Bülteni*, 19, 65-78, (1976).

Özgül N., Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides in *Geology of the Taurus Belt*, ed: Tekeli O. ve Göncüoğlu C., (1984), p: 77-90.

Özgül N., Bozkır-Hadım-Taşkent (Orta Toroslar'ın kuzey kesimi) dolayında yer alan tektono-stratigrafik birliklerin stratigrafisi, *MTA Bülteni*, 119, 113-174, (1997).

Özgül N., Bölükbaşı S., Alkan H., Öztaş Y. ve Korucu M., Göller Bölgesinin tektono-stratigrafik birlikleri, *Türkiye ve Çevresinin Tektoniği-Petrol Potansiyeli*, Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri, Kasım 1191 Ankara, (1991), p: 213-237.

Paşquier J.-P. ve Strasser A., Platform-to basin correlation by high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France), *Sedimentology*, 44, 1071-1092, (1997).

Penck W., *Die tectonische grundzüge Westkleinasiens*, Stuttgart, (1918).

Poisson A., *Recherches géologiques dans les Taurides occidentales*, (Doktora tezi), Université de Paris-Sud Orsay, (1977).

Poisson A., Akay E., Dumont J. F. ve Uysal Ş., The Isparta Angle: a Mesozoic paleorift in the Western Taurides in *Geology of the Taurus Belt*, eds: Tekeli O. ve Göncüoğlu C., (1984), p: 11-26.

Ricou L. E., Argyriadis I. ve Marcoux J., L'axe calcaire du Taurus, un alignement du Fenêtres arabo-africaines sous les nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques, *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 17, 1024-1044, (1975).

Saint-Marc P., Etude stratigraphique et micropaléontologique de l'Albien, du Cénomaniyen et du Turonien de Liban, *Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient*, 13, 1-298, (1973).

Schlager W., The paradox of drowned reefs and carbonate platforms, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 92, 197-211, (1981).

Schwarzacher W., *Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory*, Developments in Sedimentology 52, Elsevier Amsterdam London New York Tokyo, (1993), pp: 225.

Scott P. W., Frost S. H. ve Shaffer B. L., Early Cretaceous sea-level curves, Gulf Coast and southern Arabia in *Sea level changes: An integrated approach*, eds: Wilgus C. K., Hastings B.S. et al., *SEPM Special Publ.* 42, (1988), p: 275-284.

Shinn E. A., Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: A reevaluation, *J. Sed. Petrology*, 53, 619-628, (1983a).

Shinn E. A., Tidal Flat environment in *Carbonate depositional environments*, eds: Bebout D. G. ve Moore C. H., *AAPG Memoir* 33, (1983b), p: 173-210.

Sonel N., Sarı A., Doğan A.O. ve Bozuyük İ., Üzümlü (Beyşehir) civarının petrol kaynak kaya fasiyesleri ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 10, 34-40, (1995).

Strasser A., Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains), *Sedimentology*, 35, 369-383, (1988).

Strasser A., Lagoonal-Peritidal Sequences in Carbonate Environments: Autocyclic and Allocyclic Processes in *Cycles and Events in Stratigraphy*, eds: Einsele G., Ricken W. ve Seilacher W., Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (1991), p: 709-721.

Strohmeinger C., Deville Q. Ve Fookes E., Kimmeridgian/Tithonian eustacy and its imprints on carbonate rocks from the Dinaric and the Jura carbonate platforms, *Bull. Soc. Géol. France*, 162/4, 661-671, (1991).

Şengör A. M. C., Türkiye'nin tektonik tarihinin yapısal sınıflaması, *Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Sempozyumu*, 37-61, (1984).

Şengör A. M. C. ve Yılmaz Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241, (1981).

Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Eisner P. N. ve Perez-Cruz C., The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustacy and Sedimentology-an Overview in *Cycles and Events in Stratigraphy*, eds: Einsele G., Ricken W. Ve Seilacher A., Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (1991), p: 617-659.

Vail P. R., Colin J.-P., Jan du Chene R., Kuchly J., Mediavilla F. ve Trifilieff V., La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélation chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 3, 7, 1301-1321, (1987).

Vail P. R., Mitchum R. M. Jr. ve Thompson S., Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap in *Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration*, ed: Payton C. E., AAPG Memoir 26, (1977a), p: 63-81.

Vail P. R., Mitchum R. M. Jr. ve Thompson S., Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level in *Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration*, ed: Payton C. E., AAPG Memoir 26, (1977b), p: 83-97.

Van Wagoner J. C., Reservoir facies distribution as controlled by sea-level changes, *Abstract and Poster Session, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Mid-Year Meeting*, Golden Colorado, (1985), p: 91-92.

Van Wagoner J. C. ve Posamentier H. W. ve Mitchum R. M., An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions in *Sea level changes: An integrated approach*, eds: Wilgus C. K., Hastings B. S. et al., *SEPM Special publ.* No 42, (1988), p: 39-45.

Watts K. F. ve Blome C. D., Evolution of the Arabian carbonate platform margin slope and its response to orogenic closing of a Cretaceous ocean basin, Oman, *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 9, 291-323, (1990).

Wipperm J., Die bauxite des Taurus und ihre tectonische stellung, *MTA Bülteni*, 58, 47-70, (1962).

Wright V. P., Peritidal carbonate facies models: A review, *Geol. J.*, 19, 309-325, (1984).

Wright V. P. ve Tucker M. E., *Calcretes*, Reprint series of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, (1991), pp: 352.

Yağmurlu F., Pekuz Ü. Ve Bozcu A., Eğirdir (Isparta) güneyinde yer alan karbonat kayalarının stratigrafik korelasyonu ve fasiyes özellikleri, *TPJD Bülteni*, 7/1, 17-32, (1995).

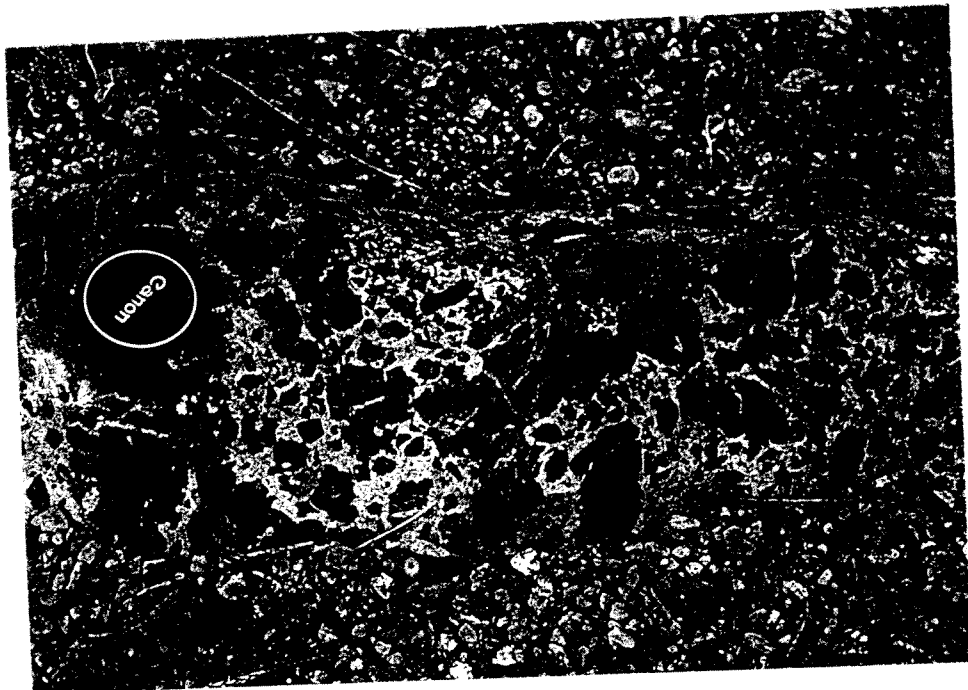
LEVHA I

Şekil 1. Polat Formasyonu'nda gelgit çevresi kireçtaşı tabakalarının arazi görüntüsü (Fele Yöresi).

Şekil 2. Karst breşi, Fele yöresi, Portlandiyen. Bu tabaka (FO-86) 1 nolu kesitte 135 milyon senesine karşılık gelen Tip 1 uyumsuzluk düzeyidir.



1

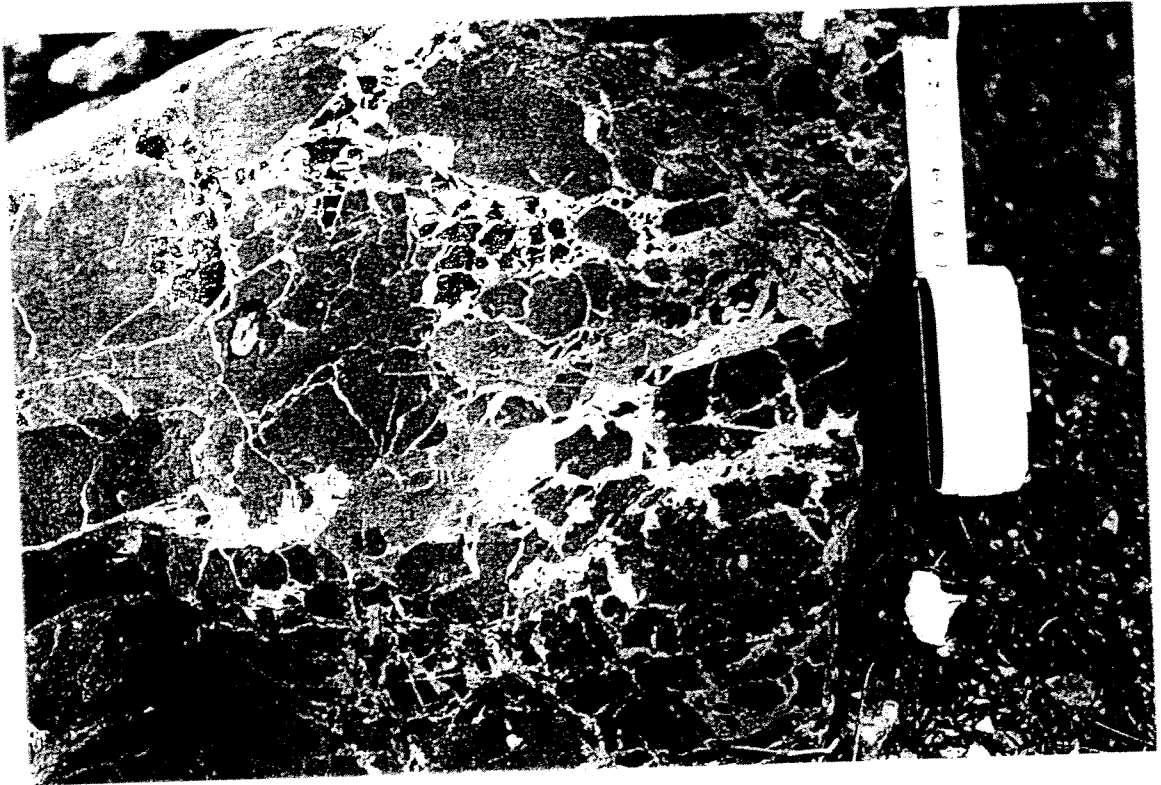


2

LEVHA II

Şekil 1. Karst breşi, Fele yöresi, Senomaniyen. Bu düzey (FO-327) 1 nolu kesitte 94 milyon senesine karşılık gelen Tip 1 uyumsuzluk düzeyidir.

Şekil 2. Şekil 1’de görülen karst breşinin mikroskopik görüntüsü. Ostrakodlu ve erime boşluklu mikritik klastlar vadoz siltçe zengin ve kısmen dolomitleşmiş bir mikritik matriks içindedir (FO-327, X 38), Fele yöresi, Senomaniyen.



1



2

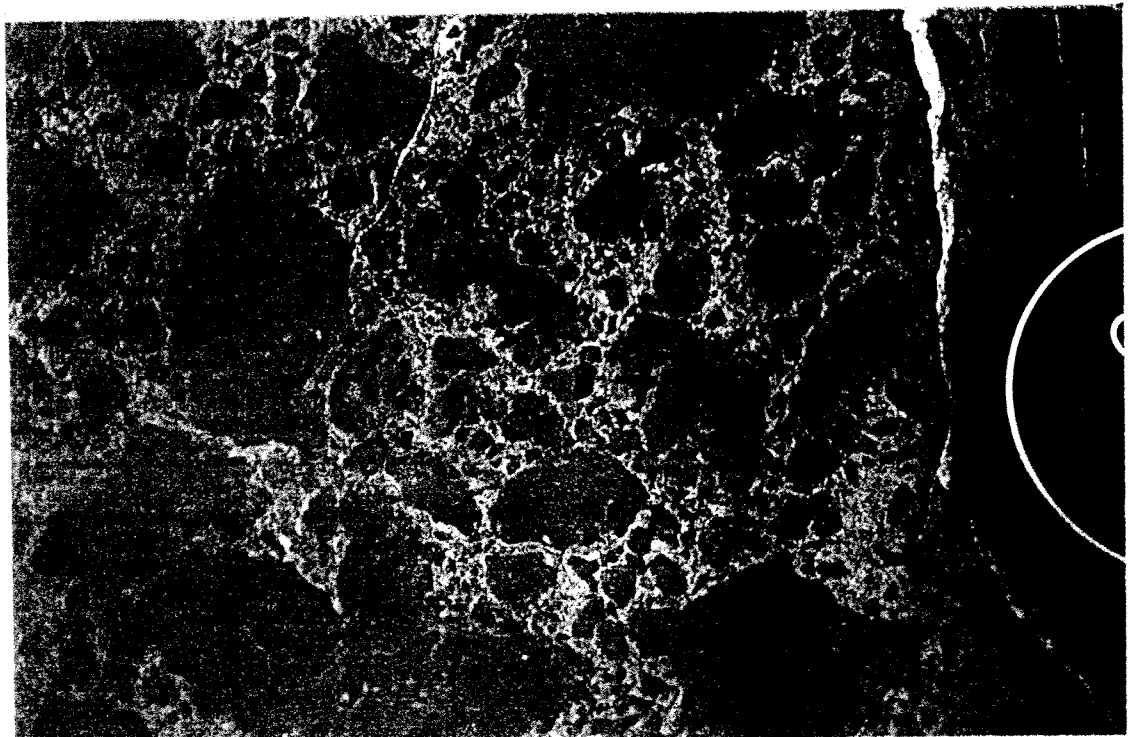
LEVHA III

Şekil 1. Karst breşi, Seydişehir (Madenli) kesiti, Apsiyen. Bu breşik düzey 112 milyon senesine karşılık gelen Tip 1 uyumzuluk düzeyinin hemen üzerindeki metre ölçeğindeki devirsel çökelin üst sınırını oluşturmaktadır.

Şekil 2. Şekil 1'de görülen karst breşi. Çakıllar Ostracoda, Charophyta ve kısmen erime boşlukları içeren karbonat çamurtaşı fasiyesindedir. Matriks kısmen dolomitleşmiş olup özellikle vadoz siltten oluşmaktadır.



1



2

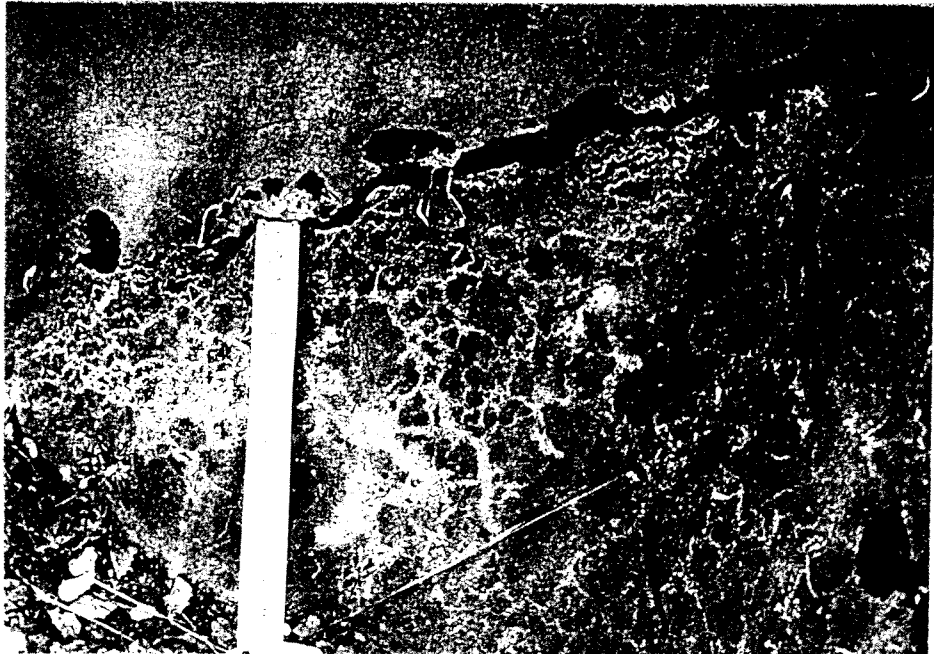
LEVHA IV

Şekil 1. Metre ölçeğindeki devirsel çökel (parasekans) sınırının 3. derece sekans sınırı ile çakışması, Fele yöresi, Portlandiyen. Karst breşi (FO-106) 134 milyon senelik Tip 1 uyumsuzluk düzeyi olup üstteki devirsel çökelin karbonat çamurtaşı-vaketaşı fasiyesindeki kireçtaşı düzeyi ile örtülmektedir.

Şekil 2. Şekil 1'de görülen sekans sınırının yakından görüntüsü. Sınırdaki silitlileşmeye dikkat ediniz.



1



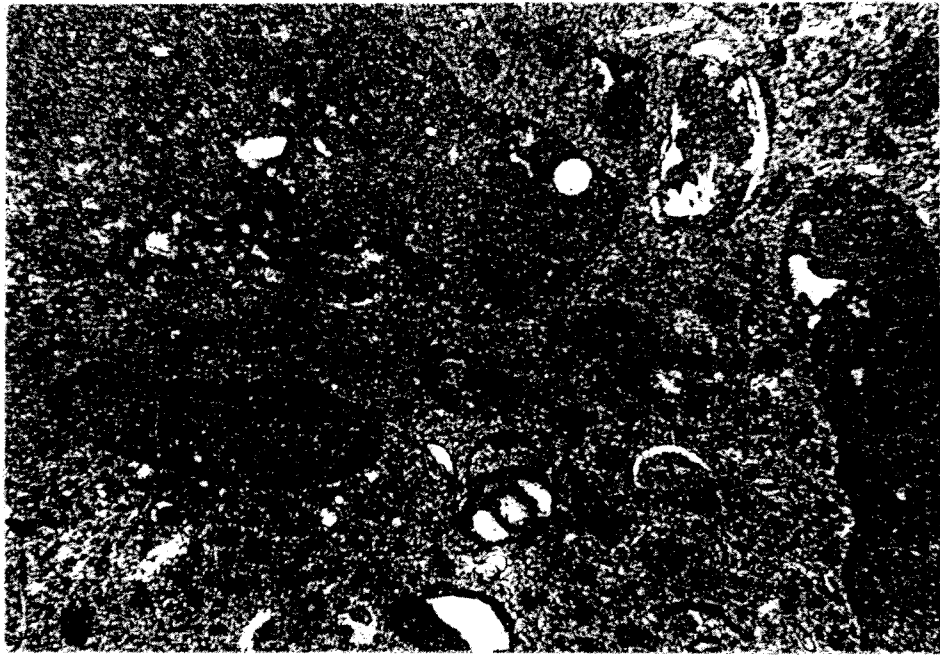
2

LEVHA V

Şekil 1. Sürüklenme çakılları içeren transgresif düzey (FO-275, X 38), Fele yöresi, üst Apsiyen. Fasiyes sürüklenme çakılları, foraminifera ve ostracoda içeren karbonat çamurtaşı ile temsil edilmektedir.

Şekil 2. Gelgit altı *Salpingoporella annulata*'lı vaketaşı-istiftaşı fasiyesi (FO-42, X 38), Fele yöresi, üst Kimmeridciyen.

Şekil 3. Gelgit altı *Clypeina jurassica*'lı istiftaşı (FO-9, X 38), Fele yöresi, üst Kimmeridciyen.



1



2



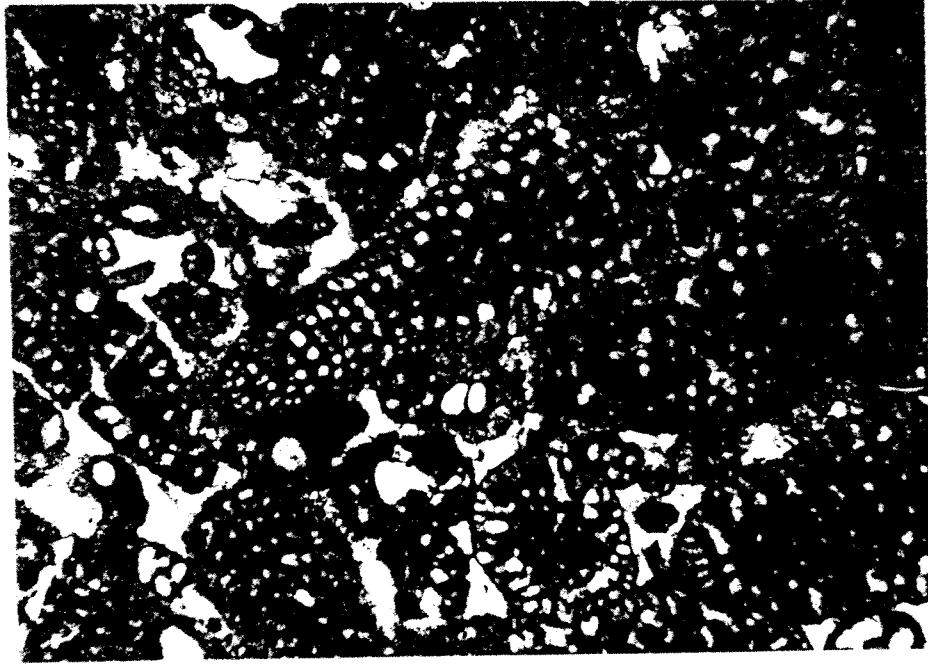
3

LEVHA VI

Şekil 1. Gelgit altı foraminiferli (*Conicokurnubia orbitoliniformis*) istifışı (FO-68, X 38), Fele yöresi, üst Kimmeridciyen.

Şekil 2. Gelgit altı pelletli ve *Campbelliella striata*'lı vaketaşı fasiyesi (Ak-5b, X 20), Akseki yöresi, Portlandiyen.

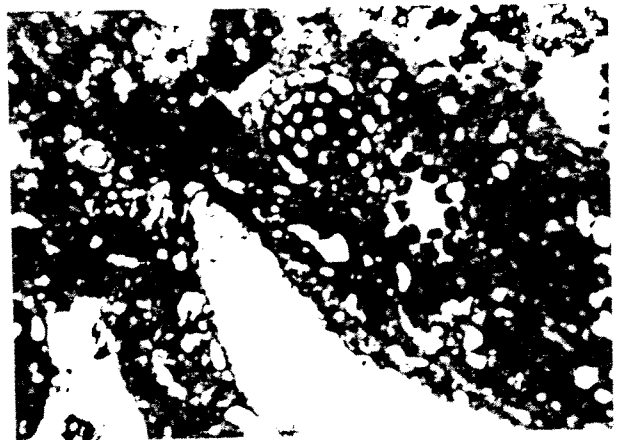
Şekil 3. Gelgit altı foraminifer (lituolid, miliolid), lamellibrans ve agli istifışı (SE-13c, X 20), Seydişehir (Madenli) yöresi, alt Apsiyen.



1



2



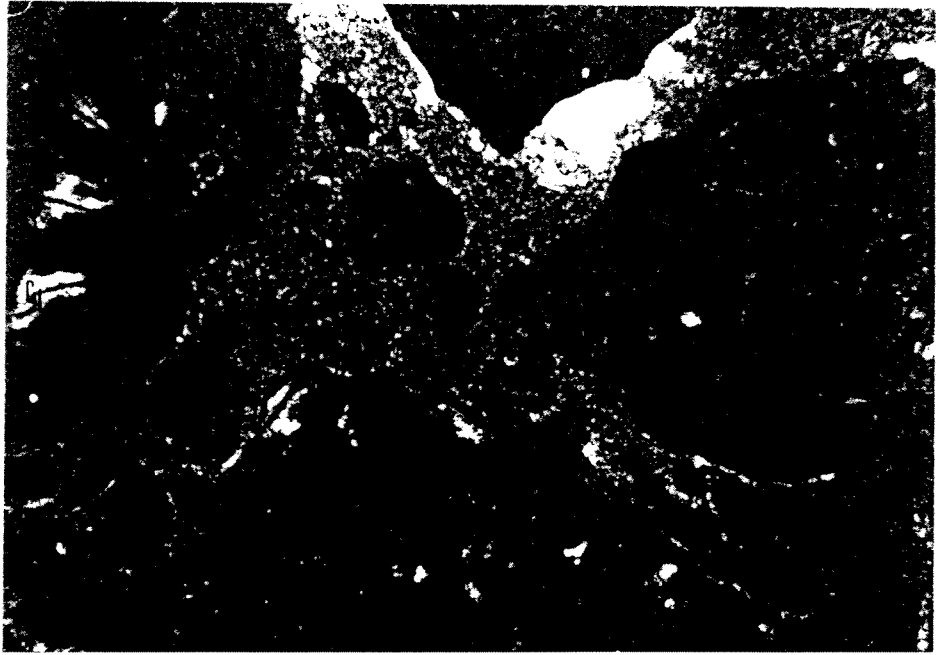
3

LEVHA VII

Şekil 1. İçi vadoz silt ve intraklastlarla dolmuş erime boşluğu. Su üstü olma yapısı (FO-48, X 38), Fele yöresi, üst Kimmeridciyen.

Şekil 2. Monojenik çökme breşi (Monogenic collapse breccia). Gelgit üstü su üstü olma yapısı (SE-24, X 20), Seydişehir yöresi, Apsiyen. Bu düzey 112 milyon seneye karşılık gelen Tip I uyumsuzluk düzeyidir.

Şekil 3. Siyah çakıllı (black pebble) kireçtaşı breşi. Gelgit üstü su üstü olma yapısı (RÜ-2, X 20), Üzümlü yöresi, Apsiyen. Bu düzey 112 milyon seneye karşılık gelen Tip I uyumsuzluk düzeyidir.



1



2



3

LEVHA VIII

Şekil 1. Tabaka yüzeyindeki erime yapıları (FO-65), Fele yöresi, üst Kimmeridciyen.

Şekil 2. Jeopetal vadoz silt ile doldurulmuş erime boşluğu (FO-48, X 38), Fele yöresi, üst Kimmeridciyen.

Şekil 3. Kriptalgal (mikrodolomitik ?) bağlamtaşı içinde gelişmiş erime boşluklarını dolduran kireçtaşı klastları. Kireçtaşı klastları ile ana fasiyes arasındaki benzerliğe dikkat ediniz. Fotoğrafın üst kesimindeki koyu renkli klastın orijini farklıdır (Black pebble ?) (F-9, X 20), Fele yöresi, Neokomiyen.



1



2



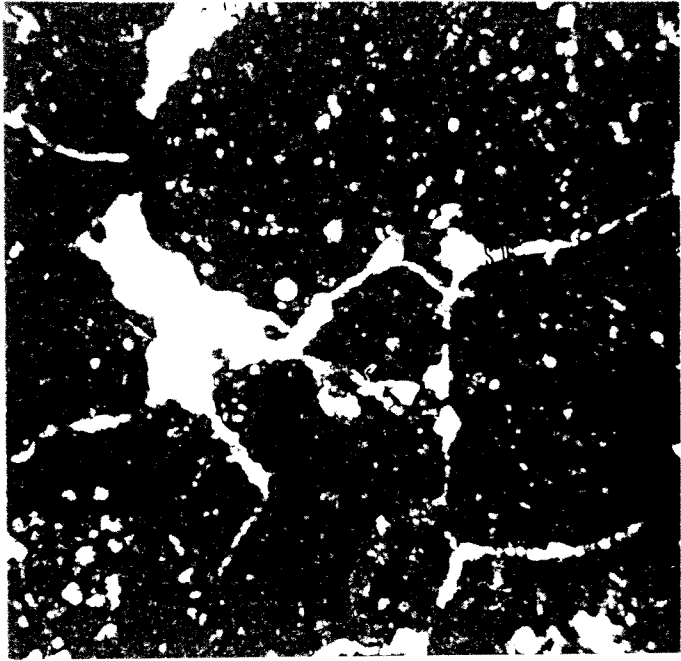
3

LEVHA IX

Şekil 1. Levha çatlakları (Sheet cracks) oluşumundan sonra gelişen kuruma breşi (FO-39, X 38), Fele yöresi, üst Kimmeridciyen.

Şekil 2. Kriptalgial bağlamtaşı fasiyesinde monojenik kuruma breşi. Bu yapılar muhtemelen tekrar eden kuruma-ıslanma mekanizmaları ile ilişkilidir. Gelgit arası veya üstü, (F-6/9, X 20), Fele yöresi, Neokomiyen.

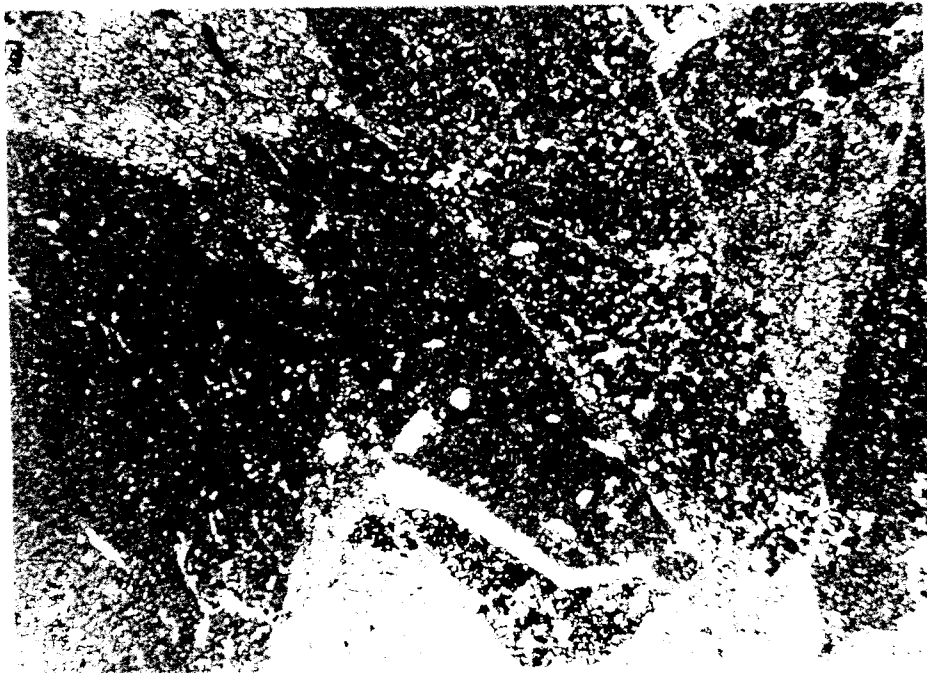
Şekil 3. Klastları vadoz matriks içinde yüzen çökme (collapse) breşinin mikroskopik görüntüsü (FO-294, X 38), Fele yöresi, Albiyen.



1



2



3

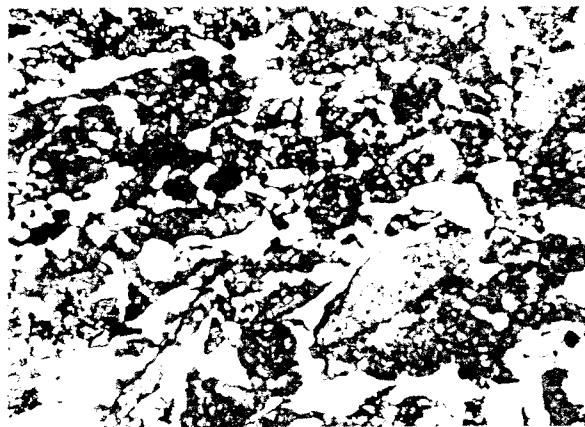
LEVHA X

Şekil 1. Yassı çakıllı konglomeranın mikroskopik görüntüsü (FO-151, X 38), Fele yöresi, Berriaziye.

Şekil 2. Kuruma sonucu yassı çakıllar ve pelletler halinde ayrılmış kriptalgal bağlamtaşı fasiyesi. Gelgit arası (üst kesim) veya üstü (H-8, X 20), Hadim (Polat) yöresi, Neokomiyen.



1



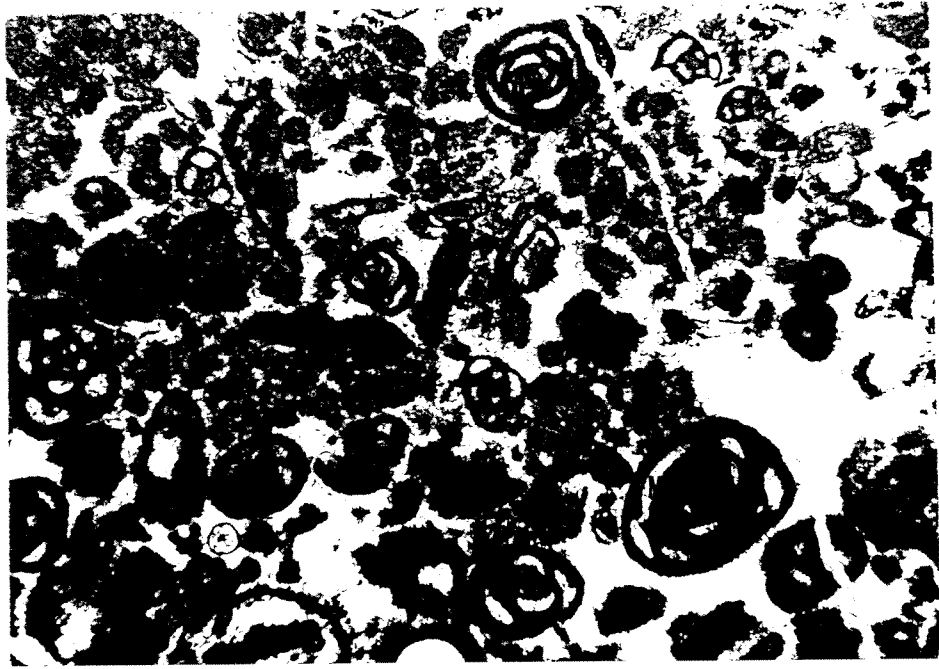
2

LEVHA XI

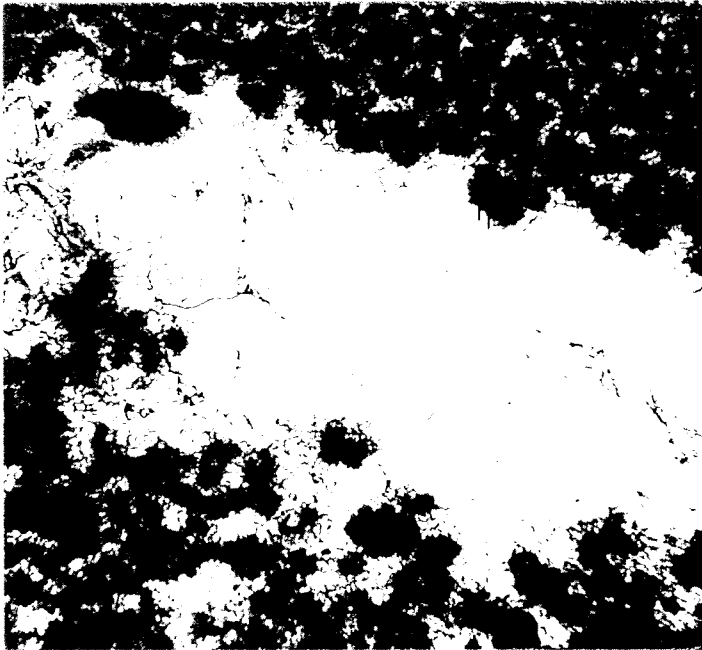
• **Şekil 1.** Miliolidli tanetaşı fasiyesinin mikroskopik görüntüsü (FO-265, X 38), Fele yöresi, üst Apsiyen.

Şekil 2. Pelletli istiftaşı fasiyesi içinde “keystone vug” yapısının mikroskopik görüntüsü (FO-244, X 38), Fele yöresi, alt Apsiyen.

Şekil 3. Oolitik ve pelletli istiftaşı fasiyesi içinde “keystone vug”. Plaj ortamı (SE-2, X 20), Seydişehir yöresi, Neokomiyen.



1



2

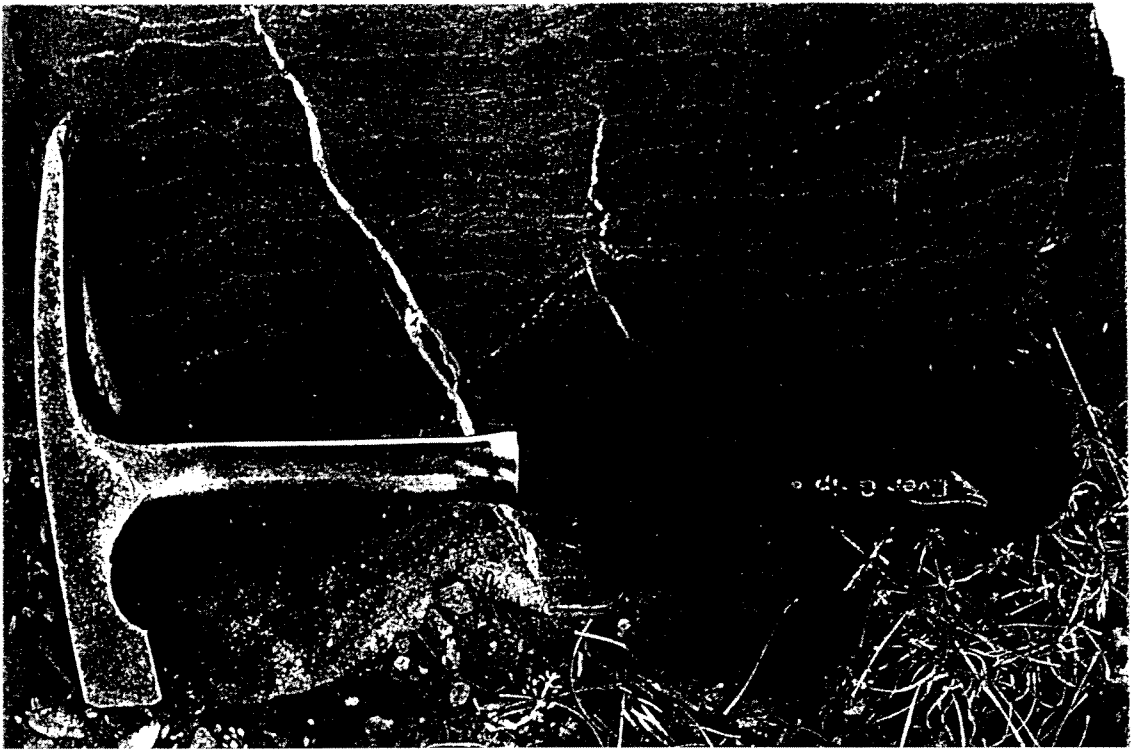


3

LEVHA XII

Şekil 1. Stromatolit (LLH-C tipi) (FO-291), Fele yöresi, üst Apsiyen.

- Şekil 2. Bol Ostracoda içeren stromatolitik bağlantaşı (FO-214, X 38), Fele yöresi, üst Hotriviyen.



1



2

LEVHA XIII

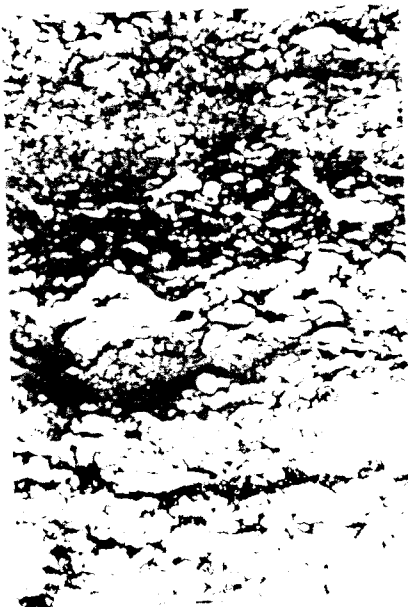
Şekil 1. Normal derecelenme gösteren pelletli ve laminalı kriptalgall laminitler (FO-259, X 38), Fele yöresi, Apsiyen.

Şekil 2. Stromatolitik bağlamtaşı (bindstone, algal mat). Gelgit arası (H-3, X 20), Hadim (Polat) yöresi, üst Hotriviyen-Baremiyen.

Şekil 3. Laminalı ve peloidal bağlamtaşı (bindstone, altta) ile bol ostrakodlu, laminalı ve içinde altındaki birimden türemiş klastlar içeren istifası-bağlamtaşı. İki fasiyes çok ince bir killi düzeye ayrılmaktadır. Gelgit arası ortam içinde santimetrik ölçekte fasiyes değişiklikleri (H-2, X 20), Hadim (Polat) yöresi, Barremiyen.



1



2



3

LEVHA XIV

Şekil 1. Jeopedal vadoz dolgular içeren kuşgözü yapılı karbonat çamurtaşı (FO-148, X 38), Fele yöresi, Berriaziyen.

Şekil 2. Loferitik karbonat çamurtaşı (FO-151, X 38), Fele yöresi, Berriaziyen.

Şekil 3. Kriptalgall bağlamtaşı fasiyesi içinde kuşgözü yapıları. Bu fenestral boşluklar vadoz silt ve kalsiyum karbonat çimento ile doldurulmuştur (H-9, X 20), Hadim (polat) yöresi, Neokomiyen.

Şekil 4. Ostracoda'lı vaketaşı-istiftaşı (FM-233, X 38), Fele yöresi, Barremiyen.



1



2



3



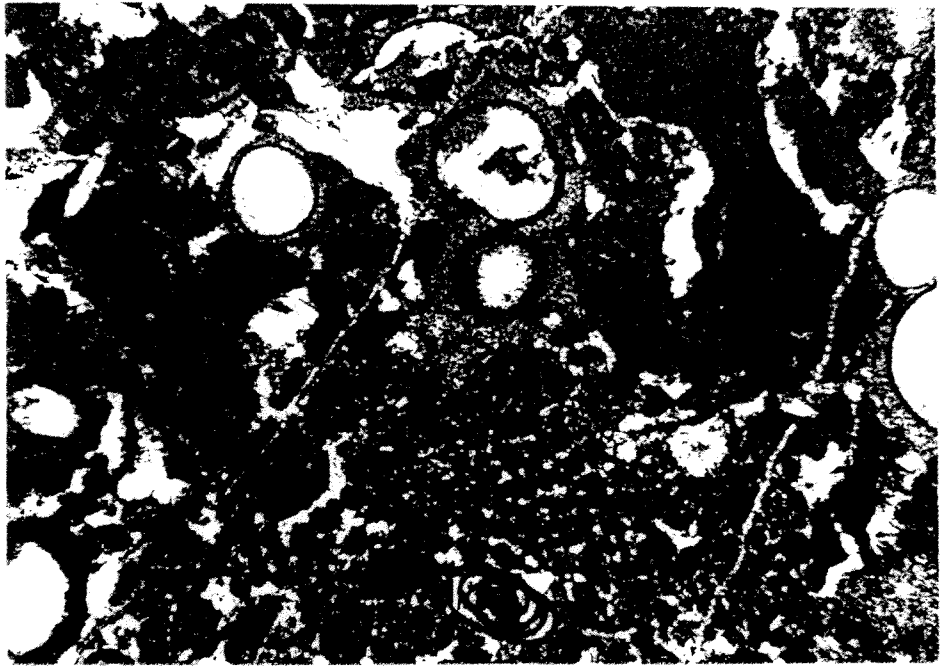
4

LEVHA XV

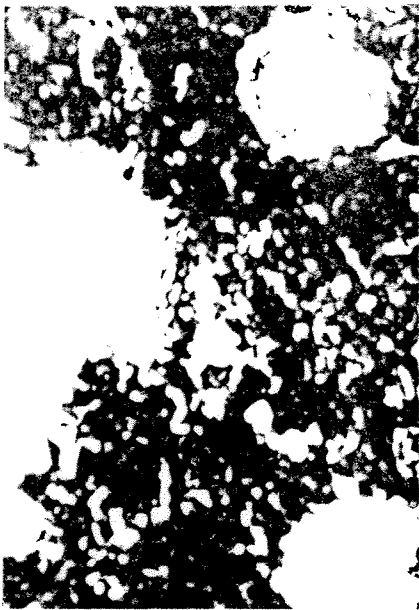
Şekil 1. Charophyta'lı karbonat çamurtaşı-vaketaşı fasiyesi (FO-278, X 38), Fele yöresi, üst Apsiyen.

Şekil 2. Kriptalgall bağlamtaşı ayrışmasından türemiş pelletlerin oluşturduğu Charophyta'lı istiftaş. Fotoğrafın sol kesimi bir erime boşluğunu göstermektedir (SE-25, X 20), Seydişehir (Madenli) yöresi, Apsiyen.

Şekil 3. Biyotürbasyonlu karbonat çamurtaşı-vaketaşı fasiyesinin arazi görünümü (FO-38), Fele yöresi, üst Kimmeridciyen.



1



2



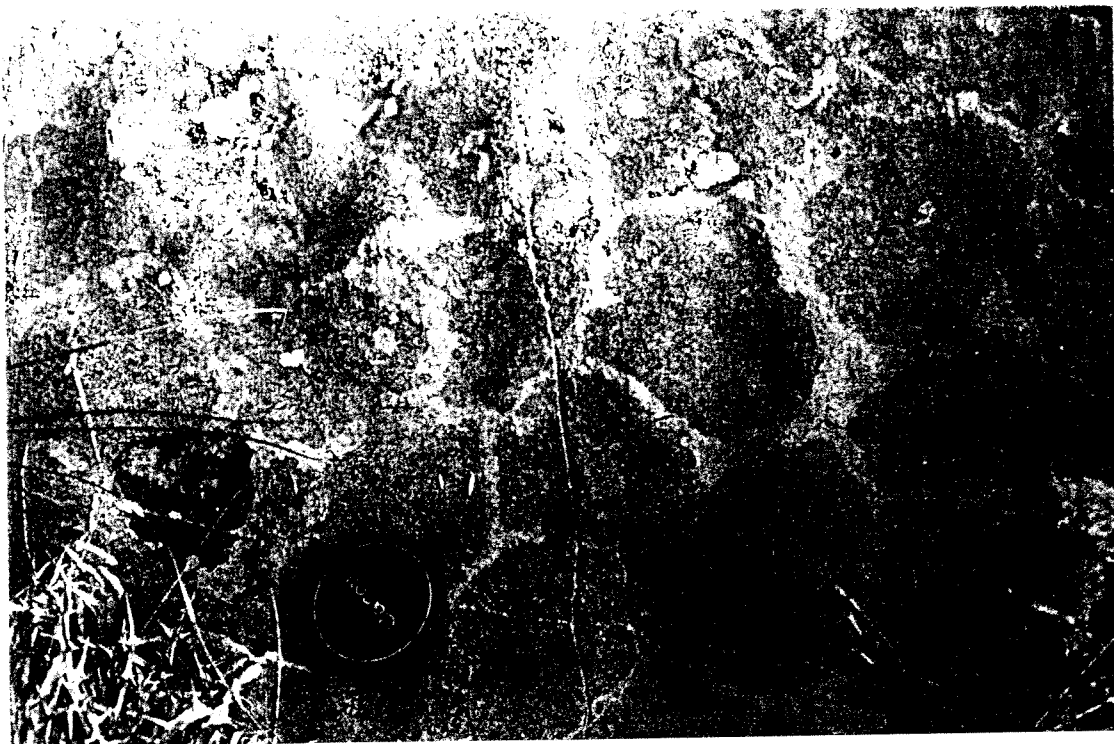
3

LEVHA XVI

Şekil 1. Polat Formasyonu'nda çamur çatlakları. Ana kaya yassı çakıl içeren karbonat çamurtaşdır. Çatlakları dolduran malzeme ise gelgit altı ve foraminiferli vaketaşı fasiyesindedir, Hadim (Polat) yöresi, Neokomiyen.

Şekil 2. Jeopedal vadoz silt ve spari kalsit ile dolmuş çamur çatlaklarının mikroskopik görüntüsü (FO-130, X 38), Fele yöresi, üst Portlandiyen.

Şekil 3. Kriptagal bağlamtaşı fasiyesinde monojenik kuruma breşi (H-8, X 20), Hadim (Polat) yöresi, Neokomiyen.



1



2

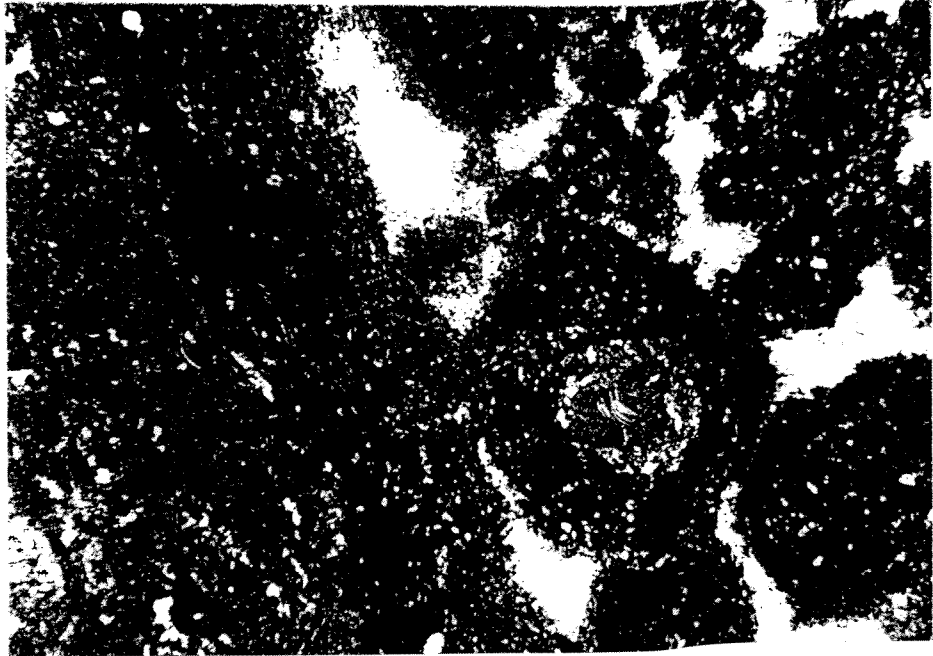


3

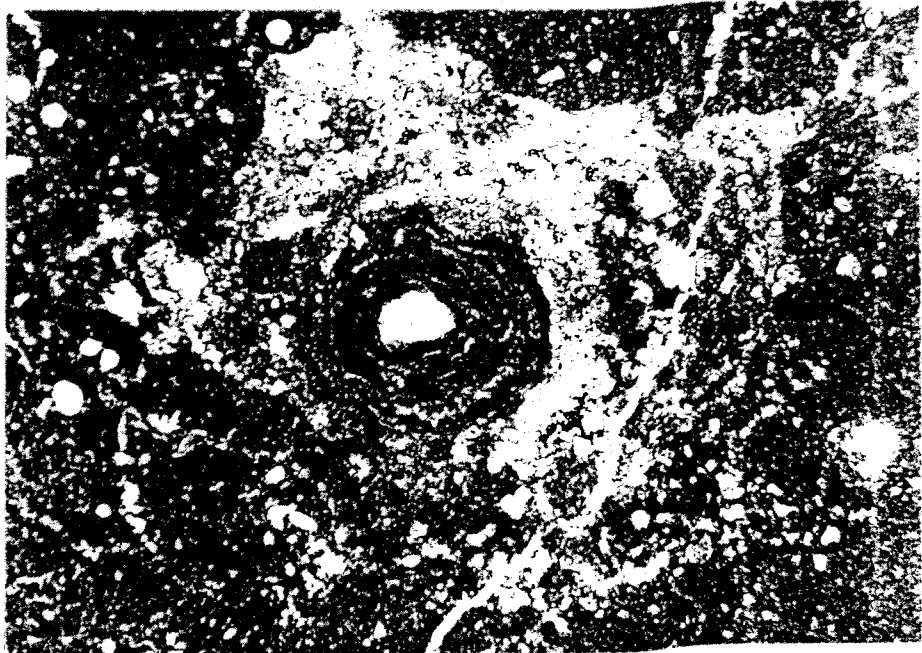
LEVHA XVII

Şekil 1. Pizolitli laminar kalkritin mikroskopik görüntüsü (FO-320, x 38), Fele yöresi, Senomaniyen.

Şekil 2. Charophyta'lı karbonat çamurtaşı içinde alveoler yapı gösteren rizolit (FO-320, X 38), Fele yöresi, Senomaniyen.



1



2