

T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ VE İŞLETMECİLİĞİ ENSTİTÜSÜ
JEOMORFOLOJİ ANABİLİM DALI

KOVADA GÖLÜ DOĞUSUNUN (ISPARTA) KARST JEOMORFOLOJİSİ

DOKTORA TEZİ

Alaattin Cem GÜNEYSU

Tez Yöneticisi: Prof. Dr. Ajun KURTER



İstanbul, 1993

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	iii
ÖZET.....	iv
SUMMARY.....	vi
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Araştırmanın Amacı	1
1.2. İnceleme Alanının Konumu ve Genel Coğrafi Özellikleri	2
1.3. Önceki Araştırmalar	5
1.4. Jeolojik Özellikler	9
1.4.1. Stratigrafik Jeoloji	9
1.4.2. Yapısal Jeoloji ve Jeolojik Evrim	23
1.5. Ana Jeomorfolojik Özellikler	28
2. KARST JEOMORFOLOJİSİ	41
2.1. Karstlaşma ve Karstlaşmaya Etki Eden Faktörler	41
2.1.1. Litolojik ve Yapısal Faktörler	41
2.1.2. Jeomorfolojik Faktörler	69
2.1.3. İklim Faktörü	77
2.1.4. Toprak ve Bitki Örtüsü Faktörü	85
2.1.5. Zaman Faktörü	88
2.1.6. Karstlaşma-Akarsu İlişkileri ve Yeraltı Suyu Özellikleri	90
2.2. Karstik Şekiller	98
2.2.1. Lapyalar	99
2.2.1.1. Oluklu Lapyalar	99
2.2.1.2. Dalga Lapyaları	100
2.2.1.3. Kanalcıklı Lapyalar	103
2.2.1.4. Diyaklaz Lapyaları	103
2.2.1.5. Kamenitsalar	108
2.2.1.6. Tabaka Başı Lapyaları	110
2.2.1.7. Korrozyon Çentikleri	112
2.2.1.8. Delikli Lapyalar	112
2.2.1.9. Kovuklu Lapyalar	117
2.2.1.10. Lapyalar Kompleksleri	117
2.2.1.11. Enkaz Lapyaları	119

	<u>Sayfa No</u>
2.2.2. Dolinler	122
2.2.2.1. Plato Yüzeyi Dolinleri	123
2.2.2.2. Yamaç Dolinleri	131
2.2.3. Uvalalar	133
2.2.4. Polyeler	143
2.2.5. Düdenler.....	153
2.2.6. Kuru Vadiler, Çıkmaz Vadi ve Karstik Boğazlar.....	156
2.2.7. Mağaralar	162
2.3. Karst Sınıflaması	173
2.4. Bölgesel Jeomorfolojik Evrim ve Karst Jeomorfolojisinin Evrimi	178
3. SONUÇLAR	186
YARARLANILAN KAYNAKLAR	190
EKLER	
EK 1. Jeoloji Haritası	
EK 2. Genelleştirilmiş Stratigrafi Kesiti	
EK 3. Jeomorfoloji Haritası	

ÖNSÖZ

"Kovada Gölü Doğusunun (Isparta) Karst Jeomorfolojisi" adlı bu çalışma, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü Jeomorfoloji Anabilim Dalında Doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

Tez konusunu seçmemde bana yardımcı olan, ayrıca tezimin her aşamasında çalışmalarımı kontrol ederek kıymetli düşünceleriyle yönlendiren değerli hocam Prof. Dr. Ajun KURTER'e en içten teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca zaman zaman bilgi ve görüşlerinden faydalandığım değerli hocalarım Prof. Dr. Oğuz EROL'a, Prof. Dr. Okay EROSKAY'a, arazi çalışmalarım esnasında konaklama ve araç olanaklarını sağlayan jeomorfolog C. Cumhur SOYLU başkanlığındaki M.T.A. mağara araştırma ekibine ve Eğirdir Belediye Başkanlığına, arazide görüşlerinden faydalandığım Dr. Nuri GÜLDALI'ya, arazi çalışmalarımda beni yalnız bırakmayan değerli arkadaşlarım Dr. T. Ahmet ERTEK ve Jeomorfolog Ahmet ARICI'ya, araziden almış olduğum kaya örneklerinin petrografik ve jeokimyasal analizlerinin yapılmasında yardımcı olan, aynı zamanda görüşlerinden faydalandığım değerli arkadaşım Dr. Lütfi NAZİK'e, kaya örneklerinin ince kesit çalışmalarındaki fikir katkılarından dolayı Prof. Dr. Mehmet ÖNALAN ve Dr. Fevzi GÜRER'e de teşekkür ederim.

Alaattin Cem GÜNEYSU

Şubat - 1993

ÖZET

İnceleme alanı; Türkiye'nin Akdeniz Bölgesinde, Batı Toroslar'da yer alan Göller Bölgesinin güney ucunda yer almaktadır ve yaklaşık; 446 km² yüzölçüme sahiptir.

Ağırlıklı olarak Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı farklı formasyonlara ait birimlerin bulunduğu arazide, Alakilise Formasyonuna ait karbonatlı kayalar, karstlaşma açısından en uygun birimi meydana getirmektedirler. İnceleme alanında Orta Miyosen sonları ve sonrasında etkin olan neotektonik hareketler, günümüzdeki jeomorfolojik görünüm üzerinde oldukça önemli etkiler meydana getirmişlerdir.

Çalışma alanı genel olarak plato görünümünde olup, bölgenin tektonik etkinliğinin yüksek oluşu nedeniyle platonun değişik kademeler oluşturmalarına ve yer yer tepelik, dağlık alanların meydana gelmesine sebep olmuştur. Plato kademeleri ve üzerlerinde yer alan tepelik, dağlık kesimler, kuzeyden güneye doğru hafif bir arazi eğimi içersinde seviye uygunluğu gösterirler. Yine inceleme alanının güneyinden Akdeniz'e doğru da, arazi eğim değerleri giderek artmakta, böylece yükselti değerleri azalmaktadır.

Yapılan araştırma sonucunda inceleme alanındaki karstlaşma üzerinde; litoloji ve yapı, jeomorfoloji, iklim, toprak ve bitki örtüsü gibi birçok faktörün etkili oldukları belirlenmiştir. Ayrıca arazi üzerinde yer alan akarsuların yakın jeolojik geçmişte ve yer yer günümüzde, flüvyo-karstik kökenli şekillerin oluşumlarında etkili oldukları anlaşılmaktadır.

Çalışma alanında; "tam karst" ve "yarı karst" sınıflamasına özgü şekillerin "plato tipi karst" oluşturdukları tespit edilmiştir. Genel olarak "çıplak karst alanları" halinde

gözlenen bu şekillerin tamamına yakını, "yönlü karst" özelliği göstermektedir.

İnceleme alanında Orta Miyosen'den günümüze kadar, özellikle bölgenin tektonik aktivitesi ve iklim özelliklerindeki değişikliklerle bağlantılı olarak karstlaşma olaylarının aralıklarla meydana geldiği anlaşılmaktadır.

SUMMARY

The study area covering about, 446 square kilometers is located at southern fringes of the lakes District in the Western Taurus Mountains.

Carbonate of the Alakilise Formation are the best suitable for karst in this area where rocks of different age, ranging from Mesozoic to Cenozoic are found. Neotectonic movements which have been effective towards and past Middle Miocene have also influenced the outlines of the present geomorphological features.

The study area has a plateau appearance and due to the intensity of tectonic movements it has formed different levels with hilly areas besides mountainous parts. These step-like parts of the plateau and the hilly, mountainous areas on the surface of it conform in level together with the slight inclination of the land in north to south direction. At the south of the study area, the degree of inclination increase towards the Mediterranean, thus height values decrease.

As a result of this study it has been found that many factors such as lithology, structure, geomorphology, climate, soil and vegetation affect the karstification in the area. Also, it appears that, the streams have been effective on the formation of fluvio-karstic features some in geological past, some recently.

In the study area it has been determined that landforms peculiar to "full karst" or "semi karst" groups form "plateau type karst". Almost all of these forms which appear as "barren karstic areas" show "directed karst" character.

In this study area we think that karstification since Middle Miocene have occurred with some intervals due to tectonic activities and climatic conditions.

1. GİRİŞ

1.1. Araştırmanın Amacı

Türkiye'nin yaklaşık 5/1'ini kaplayan karstik kayalar, karst jeomorfolojisi yönünden zengin örnekler göstermektedirler. Özellikle Akdeniz Bölgesinde, Toros Dağları üzerinde karstlaşma ve buna bağlı olarak oluşmuş zengin karstik şekiller, Türk ve yabancı bilim adamlarının sürekli olarak ilgisini çekmektedir.

Hem litolojik özellikler, hem de jeolojik devirler boyunca geçirdiği tektonik olaylar sonucu oldukça karmaşık bir yapı gösteren inceleme alanı da Torosların zengin karstik şekillerinin görüldüğü alanlardan biridir.

İnceleme alanı, değişik zamanlarda birçok bilim adamınca özellikle jeolojik ve hidrojeolojik amaçlı araştırmalara konu edilmiş, sonuçta bu bilim alanlarında sayısız değerli yayın ortaya çıkmıştır.

Ancak, daha önceleri jeoloji, karst hidrojeolojisi ve karst hidrolojisi amacıyla birçok araştırmaya konu olan bu alanın zengin karstik özelliklerine rağmen karst jeomorfolojisi açısından incelenmemiş olması bize göre büyük bir eksiklikti.

Bizim inceleme alanı üzerindeki araştırmamızın amacı; daha önceden yapılmamış olan karstlaşma ve karstik şekillerin jeomorfolojik açıdan incelenmesi, bu şekillerin inceleme alanının jeomorfolojik evrimiyle bağlantılı gelişimlerine ait yaklaşımlarda bulunabilmektir.

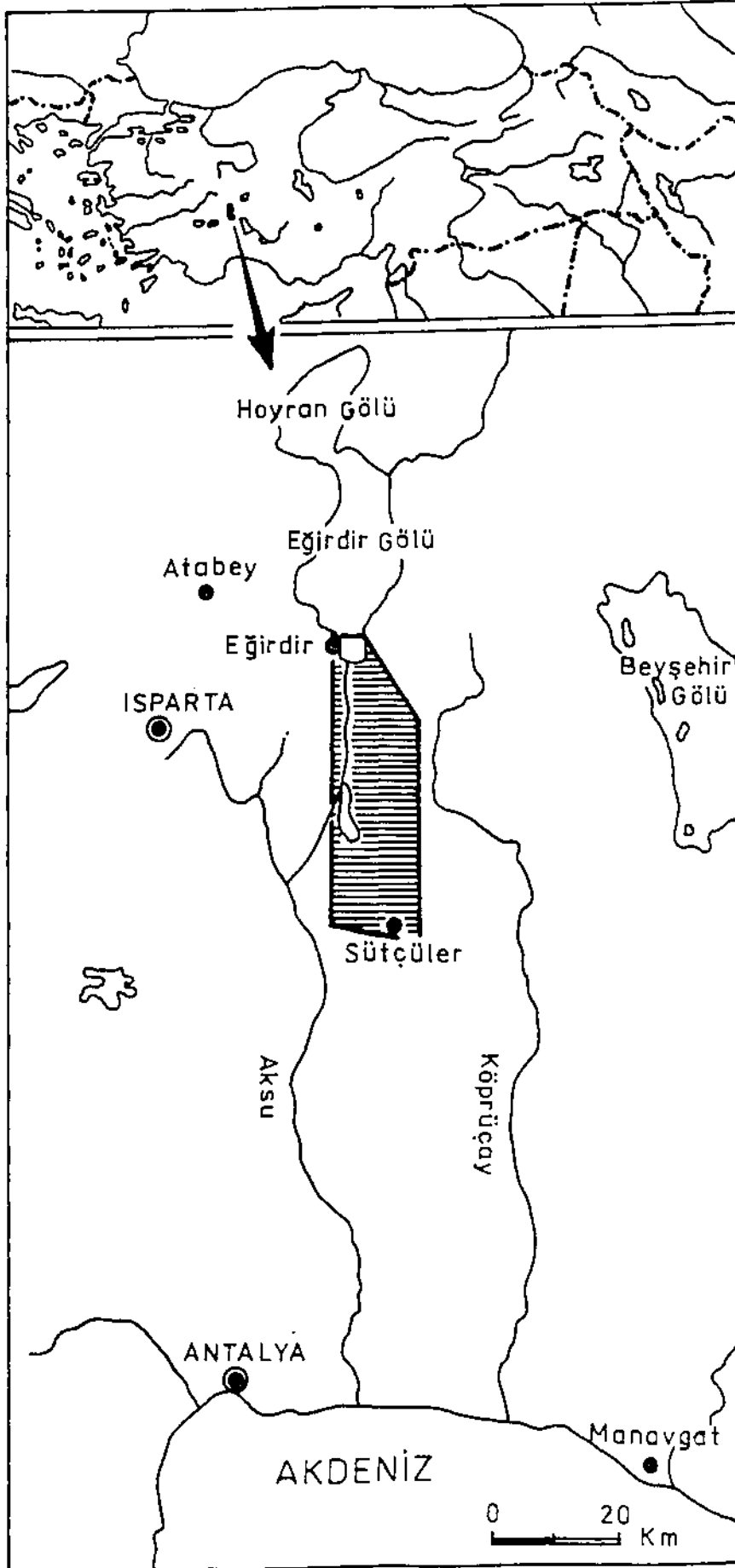
1.2. İnceleme Alanının Konumu ve Genel Coğrafi Özellikleri

İnceleme alanı; Türkiye'nin Akdeniz Bölgesinde, Batı Toroslar'da yer alan Göller Bölgesinin güney ucunda bulunmakta ve Isparta ili sınırları içinde kalmaktadır. İnceleme alanının yüzölçümü yaklaşık 446 km²'dir (Şekil 1).

İnceleme alanı genel olarak plato görünümünde olup, bölgenin tektonik etkinliğinin yüksek oluşu, platonun değişik kademeler oluşturmalarına ve yer yer tepelik, dağlık alanların meydana gelmesine neden olmuştur. Plato kademeleri ve üzerlerinde yer alan tepelik, dağlık kesimler, kuzeyden güneye, Akdenize doğru hafif bir topoğrafik eğimle alçalmaktadırlar.

Platoların yer aldığı kesimin batısı, Eğirdir ve Kovada Göllerinin bulunduğu çukur alanları oluşturmaktadır. Her iki gölün arasındaki kesimde, dar ve derin bir boğaz oluşturan, Boğazova polyesi yer almaktadır.

İnceleme alanının yükselti değerleri genelde 900-2000 m'ler arasında değişir. Yükselti değerleri dikkate alındığında inceleme alanı üzerinde yer alan tepeler şunlardır; Dulup Dağı zirvesi (2046 m), Kocadağ zirvesi (1742 m), Bozburun T. (1723 m), Çamsivrisi T. (1679 m), Dolup T. (1652 m), Eğrik T. (1596 m), Kızıl T. (1591 m), Ortakızıl T. (1591 m), Alıçdağı T. (1585 m), Köybeleni T. (1570 m), Peştevsivrisi T. (1564 m), Armutlusivri T. (1523 m), Gavûr T. (1520 m), Sarp- gen T. (1511 m), Alıçtaşı T. (1494 m), Öşneklilik T. (1479 m), Akgöynük T. (1470 m), Kazancı T. (1433 m), Musluk T. (1432 m), Akkaya T. (1392 m), Kızıлтаş T. (1389 m), Kırburun T. (1383 m), Sırca T. (1382 m), Çal T. (1354 m), Katmer T. (1352 m), Oyuk T. (1331 m), Çataltaş T. (1312 m), Afyontaş T. (1309 m), Domuz T. (1303 m), Ütük T. (1272 m), Göztaş T. (1271 m), Çolakali T. (1251 m), İkitaş T. (1242 m), Bölmece T. (1236 m), Hacıömerli T. (1217 m), Aluç T. (1208 m), Kara T. (1183 m), Kızıлтаş T. (1140 m), Aharkuzu T. (1123 m), Tesbihlişeki T. (1109 m), Pamuklu T. (1081 m), Sülükgölü T. (1070 m), Torlu T. (1052 m), Orta T. (1047 m), Kösetaş T. (1039 m), Asar T. (1023 m), İn T. (991 m).



Şekil 1: İnceleme Alanının Lokasyon Haritası

İnceleme alanı üzerinde dandritik drenaj, kafesli drenaj, kancalı drenaj ve özellikle karstlaşmanın görüldüğü kesimlerde bozulmuş drenaj örnekleri gözlenir. Buralarda yer alan akarsular mevsimlik özellikte olup genelde yaz aylarında kurumaktadırlar.

İnceleme alanı, Akdeniz ikliminin iç Anadolu step iklimine geçiş özelliklerinin görüldüğü bir bölgede yer almaktadır. Bu iklim tipinde, Akdeniz kıyı bölgelerine oranla yaz aylarında daha düşük sıcaklık değerleri görülürken, bir miktar yağış olabilmektedir. Kış ayları ise yine Akdeniz kıyı bölgelerine oranla daha düşük sıcaklık ve yağış değerleri göstermektedir. İlkbahar ve sonbahar ayları ise ılık ve yağışlı geçer.

Toprak örtüsü bakımından inceleme alanında yaygın toprak gurubunu zonal topraklardan, Kırmızı Kahverengi Akdeniz Toprakları oluşturmaktadır. Bu topraklar, karstlaşmanın yaygın olarak görüldüğü Kovada Gölü doğusundaki plato seviyelerinin üzerinde genelde fazla kalın olmayan, sığ profiller oluşturmurlar. İnceleme alanında Kırmızı Kahverengi Akdeniz Toprakları dışında fazlaca yaygın olmayan toprak gurupları da gözlenmektedir. Bunlar; Kırmızı Akdeniz Toprakları, Kahverengi Orman Toprakları, Kestanerengi Topraklar, Sarı-Kırmızı Podzolik Topraklar, Alüviyal Topraklar ve Kolüviyal Topraklardır. Saha üzerinde görülen toprak özellikleri ve karstlaşma ilişkisi, karst jeomorfolojisi bölümünde ele alındığından burada daha fazla detaya girilmeyecektir.

Doğal bitki örtüsü bakımından inceleme alanının özellikle Kovada Gölü doğusunda kalan plato alanlarında Kızılçam ve Karaçam gibi iğne yapraklı ormanlar göze çarpar. Bunlardan başka Akdenize özgü makilikler, yer yer meşe ve köknar türü ağaçlar, 1500 m seviyelerine kadar

gözlenmektedirler. Eğirdir Gölü güneyi ve Kovada Gölü arasında kalan Boğazova Polye tabanında da oldukça verimli elma ve şeftali bahçeleri yer almaktadır.

İnceleme alanı üzerinde 2 ilçe merkezi ve 23 köy yerleşimi vardır. İlçe merkezleri kuzeyde Eğirdir ve güneyde ise Sütçüler'dir. Bu iki ilçe merkezi arasında ise hane ve nüfus sayıları az, genelde mahalleler halinde köy yerleşimleri yer alır. Bunlar idari bakımdan Eğirdir ve Sütçüler ilçelerine bağlıdırlar. Bölge halkı Meyva, gül yetiştiriciliği, küçükbaş hayvancılık, ormancılık ve Eğirdir Gölünde balıkçılık faaliyetleriyle uğraşmaktadır.

1.3. Önceki Araştırmalar

Batı Toroslar üzerinde yer alan inceleme alanı ve yakın çevresi 19. y.y. sonundan günümüze kadar birçok yer bilimci tarafından incelenmiştir. Ancak ayrıntılı olarak ilk araştırmalar 1940'lı yıllarda başlamaktadır. Yapılan araştırmalarda jeolojik çalışmaların ağırlıklı olduğu görülmektedir. Araştırmamızın amacına uygun olarak bölgede yapılan ve inceleme alanını da ilgilendiren jeomorfoloji veya karst konulu çalışmalar şunlardır;

ALAGÖZ, C.A. (1944): Türkiye'de Karst Olayları adlı çalışmasında Eğirdir Gölü ve çevresini de ele alan araştırmacı, Prof. Dr. H. LOUIS'in görüşlerine dayanarak Eğirdir Gölünün dibinin düz ve çökmüş dolayısıyla tektonik kökenli olduğunu belirtmiştir. Kovada Gölü ve Boğazova Polyesinin oluşumu konusunda değişik görüşler ileri süren araştırmacı, Kovada-Boğazova depresyonunun, güneyden gelen ve kuzeye giden bir vadinin parçası olabileceği veya karstik evrim sonucu bugünkü görünümünü kazandığı gibi yaklaşımlarda bulunmuştur. Sonuçta; Eğirdir Gölü, Boğazova depresyonu ve Kovada Gölünde karst karakterinin hakim olduğu açıklanmıştır.

ARDEL, A. (1951): Göller Bölgesinde Morfolojik Müşahedeler adlı çalışmasında; Eğirdir-Hoyran ve devamı olan Kovada Gölü havzasını, açık havza olarak nitelendirmiş, bu havzanın çukur kesimlerinin Dördüncü zamanın glasye-yağış devrinde sularla dolarak gölleri oluşturduğunu, günümüze çok yakın olan bir zamanda Kovada Gölü batısındaki Kuru dere tarafından havzanın sularının aralıklarla dış drenaja aktarıldığını açıklamıştır.

Bölgedeki ilk karstlaşmanın Paroksizm safhayı takip eden dönemde akarsular tarafından şiddetli aşınmayla birlikte geliştiğini belirten araştırmacı, Miyosen transgresyonuna yön veren tektonik kökenli depresyonların karstik olaylarla şekillendiğini, daha sonra Miyosen depoları tarafından örtüldüğünü belirtmiştir. Post-Neojen epirojenik hareketler ile yükselen saha üzerinde Miyosen depolarının aşındığı, Dördüncü zamanın yağışlı devrelerinde karstlaşmanın yeniden canlandığının açıklandığı çalışma, Bölgenin ovalık kesimlerinin oluşumunu karstlaşmaya bağlayarak sonuçlanmaktadır.

PLANHOL, X. de (1951): Eğridir Güneyinde Tabii Ünite-
ler adlı makalesinde, inceleme alanını; Kovada-Eğridir Pol-
yesi, Büyük dolinler mıntıkası ve Güney vadileri olarak 3 bi-
rime ayırarak inceleyen araştırmacı, bu birimlerin jeomorfolo-
jik özellikleri ile insan yaşamı, ziraat sistemi ve kır faa-
liyetleri arasındaki ilişkiyi araştırmıştır. Yazara göre;
yerleşim yerlerinin kuruluşu, arazi şekillerine bağımlı ola-
rak seçilmiştir. Böylece morfolojik bölgelerle uygunluk gös-
teren küçük beşeri alanlar mozayîği ayırt edilebilmektedir.

ARDOS, M. (1977): Eğridir Gölü Güneyinin Jeomorfolojisi ve Davras Dağında Pleyistosen Buzullaşması adlı makalesinde; Eğirdir Gölü güneydoğusunu karstik platolar sahası olarak tanımlamıştır. Karstik platolar sahası üzerinde Alan Polyesi ve Çayköy Polyesi adını verdiği iki polye saptayan

araştırmacı, her iki polyenin aynı yaş ve litolojideki kalkerler içinde Kuvaterner'in günümüzden daha yağışlı devrelerinde oluştuğunu belirtmiştir.

UNDP (1983): Birleşmiş Milletler geliştirme programı çerçevesinde yerli, yabancı birçok araştırmacı ve DSİ tarafından gerçekleştirilen, Batı ve Orta Toroslar'daki karstik su kaynaklarını araştırmaya yönelik proje sonuçlarını içeren raporda; Eğirdir Gölü, Boğazova depresyonu ve Kovada Gölü hakkında hidrojeolojik çalışmaların sonuçları da açıklanmıştır.

Bu çalışmalar sırasında, Boğazova Polye tabanında sondajlar yapılarak burada yer alan dolgunun, Pliyo-Kuvaterner yaşlı 200 m kalınlığa ulaşan kil, silt v.b. malzemeden oluştuğu saptanmıştır. Kovada Gölü-Gökpınar karst kaynağı arasındaki ilişkinin saptanması, adı geçen raporda yeraltı karst drenajı hakkında önemli bir sonuçtur.

SİPAHİ, M.H. (1984): Antalya Aksu Çayı Havzasının Karst Hidrojeolojisi İncelemesi adlı doktora çalışmasında araştırmacı; inceleme alanının da yer aldığı Eğirdir - Beyşehir Gölleri ile Akdeniz arasında kalan karst alanındaki karst sisteminin oluşmasında, karbonat birimlerinin istifsel niteliği, konumu, geometrisi veya yapısı, süreksizlikler, beslenme ve boşalma alanları ile yamaç eğimlerinin etkili olduğunu açıklamıştır.

Bölgedeki kireçtaşlarında ancak bağlantılı erime boşlukları ile yeraltı mecralarında su bulunabileceğini belirten araştırmacı, inceleme alanındaki kaynak, kuyu, göl, bataklık, akarsu gibi hidroloji birimlerinden aldığı su örneklerine göre, suların içme ve kullanmaya elverişli, iyi kalitede, kalsiyumlu ve bikarbonatlı olduğunu saptamıştır.

EROL, O. (1984-1989-1990a-1990b-1991a): Toros Dağları'nın jeomorfolojik evrimi konusunda uzun yıllar çalışan araştırmacının, bu çalışmalar sırasında inceleme alanını da içeren; Antalya - Aksu Çayı Havzası, Isparta üçgenini oluşturan bölgeye ait görüşleriyle, bölgenin jeomorfolojik, karstik evrimine ilişkin yaklaşımlarda bulunduğu görülür.

Bu çalışmalarda bölgedeki jeolojik formasyonlar ve aşınım yüzeylerinin genel dağılışına göre; Alt - Orta Miyosen sistemleri (D I sistemleri), nemli-sıcak iklim dönemlerinde, Antalya-Aksu havzasını çevreleyen ve o havzayı Eğirdir-Isparta-Burdur-Tefenni havzalarından ayıran dağlık eşik üzerinde gelişmiş, Üst Miyosene ait eğimli etek düzlüğü (pediment) sistemleri (D II sistemleri) ise Messiniyen'in kurak-sıcak iklim şartları altında havza kenarlarında dağeteği basamakları halinde oluşmuştur. Aynı D II sistemleri dağlık alan içine Tortoniyen aşınım olukları halinde sokulmuştur.

Araştırmacı ayrıca, özellikle Toroslar'ın güney eteklerinde ılık (subtropikal) iklim koşullarında gelişmiş Üst Pliyosen sistemlerini (D III sistemleri) ayırt etmiştir.

Bölgedeki karstlaşmanın ilk olarak D I yüzeylerinin gelişimi sırasında yüzeysel karst olarak başladığını belirten araştırmacı, Orta-Üst Miyosen tektonik hareketleri ile yüzey karstının fayların etkisiyle hızla derinleşip dikey sistemler haline geçtiğini, Tortoniyen yaşlı aşınım oluklarının ise tektono-karstik/denüdasional oluklara dönüştüğünü belirtmiştir. Pliyosen başlarındaki tektonizmanın bölgedeki karstik şekilleri, aşınım ve derinleşme olayları ile geliştirdiğini, bu gelişimin Pliyosen ve Kuvaterner'de de devam ettiğini açıklamıştır.

DEĞİRMENCİ, M. (1989): Araştırmacı, Köprüçay Havzası ve Dolayının (Antalya) Karst Hidrojeolojisi İncelemesi adlı dok-

tora çalışmasında, Köprüçay havzası ve inceleme alanının da içinde bulunduğu bu havzaya komşu diğer havzalar arasındaki hidrojeolojik ilişkiyi araştırmış, Beşkonak barajı ile ilgili Hidrojeolojik sorunların çözümüne yönelik öneriler ortaya koymuştur.

Araştırmacı, bölgesel karstlaşmanın, bölgede doğal bariyer özelliğindeki jeolojik yapı ve süreksizliklerin kontrolünde geliştiğini belirtmiş, bölgenin genel jeolojik yapısı ve karstik oluşuklar arasında yakın ilişkiler saptamıştır.

1.4. Jeolojik Özellikler

1.4.1. Stratigrafik Jeoloji

İnceleme alanında Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik'e ait birimler bulunmaktadır.

Paleozoyik'e ait birim inceleme alanında fazlaca yer kaplamamaktadır. Jeoloji haritasında (P_2^a) simgesi ile gösterilen birimin özellikleri şunlardır:

EĞRİDİR FORMASYONU (P_2^a): Orta tabakalanmalı, siyahımsı grimsi renkli resifal kireçtaşları ile griftlik gösteren, iyi tutturulmuş, karbonat çimentolu, iyi yıkanmış, yuvarlanmış çakıllardan oluşmuş konglomera ve konglomeratik kireçtaşları, Eğridir Formasyonu adıyla adlandırılmıştır (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Eğridir Formasyonu tabanında dokanak ilişkisi gözlenememiş olup, taban tektoniktir ve genelde ofiyolitli karmaşıklar üzerine blok halinde oturmaktadır. Formasyon, üstten, inceleme alanı içinde bulunmayan Alt Triyas yaşlı Bedre Formasyonu tarafından örtülmektedir. Formasyonun yaşı, içerdiği fosil kapsamı dikkate alınarak, Üst Permien olarak sap-

tanmıştır. Formasyonun görünür kalınlığı 100-150 m civarında olup, inceleme alanı üzerinde Yeniköy'ün 1 km güneydoğusunda ve Yeniköy-Karadiken köyü hattının hemen doğusunda dar bir alan halinde mostra vermektedir.

Mesozoyik'e ait birimler inceleme alanının en yaygın kayaç topluluklarını oluşturmaktadırlar. Karstlaşmanın yaygın olarak görüldüğü kayaçların da yer aldığı bu birimler ve başlıca özellikleri şunlardır:

KASIMLAR FORMASYONU ($\bar{R}^b_{2-3}$): Sarımsı kahve, kahverengi, ince, orta katmanlı marn, kumtaşı ve şeyl ardışıklanmasından oluşan Kasımlar Formasyonu taban seviyelerinde bol miktarda, üst seviyelerinde ise yer yer, siyah renkli resifal kireçtaşı mercekleri bulunmaktadır. Formasyon adı DUMONT ve KEREY (1975) tarafından verilen Kasımlar Formasyonu, tabandan, inceleme alanında gözlenemeyen Hacıilyas Formasyonunun kumtaşı ve marnları ile geçiş göstermektedir.

Formasyon üst kesimlerinden, Mesozoyik karbonat platformunun başlangıç seviyelerini oluşturan Menteşe Formasyonuna, yanal ve düşey yönde geçmektedir.

Tavan ve tabandan formasyonu sınırlandıran birimlerin yaşları ile formasyonun içerdığı fosil özelliklerine dayanarak birimin yaşı: Karniyen-Noriyen olarak belirlenmiştir (YALÇINKAYA v.d., 1986). Görünür kalınlığı $\pm$ 1500 m civarında olan formasyon, inceleme alanı üzerinde Yukarı Gökdere köyünün 1 km güneydoğusunda mostra vermektedir.

MENTEŞE FORMASYONU ($\bar{R}_3^{2-3}$): Gri, grimsi siyah renkli, orta, kalın katmanlı, karstik dolomitik kireçtaşlarından oluşan Menteşe Formasyonu, tabandan Kasımlar Formasyonu, üstten ise Alakilise Formasyonu ile geçişli durumdadır.

Dolomitik kireçtaşlarında yapılan fosil analizlerine göre, formasyonun yaşı: Noriyen-Resiyen olarak saptanmıştır (DUMONT-KEREY, 1975). 100-150 m kalınlık gösteren formasyon, inceleme alanı üzerinde Yuvalı Köyü-Kocadağ hattı boyunca ve Yuvalı'nın doğusunda gözlenirler. Ayrıca Yeniköy'ün kuzeyinde ve Yeniköy-Karadiken köyü hattının batısında kalan alanlarda da Menteşe Formasyonuna ait birimler göze çarpar.

ALAKİLİSE FORMASYONU ($\bar{R}_3^3JK_2^1$)(JK): Orta, kalın katmanlı, bej, gri, siyah, siyahımsı gri renkli, karstik denizel kireçtaşları Alakilise Formasyonu adı altında adlandırılmıştır (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Alakilise formasyonunu oluşturan kireçtaşları, bazı yerler istisna tutulursa genelde şelf tipi karbonatlardan meydana gelmişlerdir. Formasyonu oluşturan kireçtaşları; alttan Kasımlar Formasyonu, inceleme alanı üzerinde görülmeyen Çayır Formasyonu, Menteşe Formasyonu ve yine inceleme alanı üzerinde görülmeyen Derealanı Formasyonu üzerlerine geçişli olarak gelmektedir. Formasyon üstten ise kendi devamını oluşturan ve aynı karbonat platformunun ürünü olan Beydağ Formasyonu ile geçişlilik gösterir.

Alakilise Formasyonunu oluşturan kireçtaşları, alttan üste doğru değişen yersel fasiyes özellikleri göstermesine rağmen birbirinden ayırtlanamayacak şekilde bir bütün oluşturmaktadırlar.

Genelde inceleme alanı üzerinde formasyona ait birimler, tabandan Liyas yaşlı karstik kireçtaşları ile başlamaktadırlar. Bu nedenle bölge genelinde tabandan, Üst Triyas'ın çoğunlukla ayırtlanamayan kireçtaşları ile haritalaması yapılan Alakilise Formasyonu, jeoloji haritasında farklı iki simge ($\bar{R}_3^3JK_2^1$), (JK) ile gösterilmiştir. Kireçtaşları içinde yer alan fosil örneklerine göre formasyonun yaşı: Noriyen-

Senomaniyen zaman aralığını vermektedir. Tip mevkiinde 400 m kalınlık gösteren formasyon, genel olarak 1000-1500 m kalınlığa ulaşmaktadır. Formasyon inceleme alanı üzerinde 100 ile 800 m ler arasında değişen kalınlıklarda gözlenirler.

Alakilise Formasyonunu oluşturan karstik kireçtaşları inceleme alanı üzerinde karstlaşmanın en yaygın olarak görüldüğü birimi meydana getirirler. İnceleme alanının batısında, Balkırı köyü ile Kovada Gölü batısında, Akdoğan platosunda yer yer gözlenen Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları, Dulup Dağı ve çevresinden, güneye, Sütçüler ilçesine kadar olan alanda yaygın ve geniş bir platform oluşturmaktadırlar.

BEYDAĞLARI FORMASYONU (K_2): Alt Kretase sonrası ile başlayıp Üst Kretase'nin sonuna kadar alttan üste doğru değişken fasiyes özellikleri gösteren neritik, hemipelajik ve pelajik karakterdeki karstik denizel kireçtaşları, Beydağları Formasyonu adı altında toplanmıştır. Bu formasyon Alakilise Formasyonunun üst seviyelerinde yer almakla birlikte, tüm Isparta Büklümünü meydana getiren karbonat platformunun çoğunluğunu, hem yayılım, hem de kalınlık olarak oluşturmaktan dolayı, Beydağları Formasyonu adı altında ayrı bir formasyon olarak adlandırılmıştır (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Beydağları Formasyonu tabandan Alakilise Formasyonu ile geçişli olup üst kesimlerinden ise inceleme alanı üzerinde görülmeyen Paleosen yaşlı Hüseyinliçeşme Formasyonunun kireçtaşı ve marnları ile geçişlidir.

Beydağları Formasyonunu oluşturan kireçtaşları içinde yapılan fosil analizleri, formasyonun yaşının genel olarak Üst Kretase olduğunu göstermektedir. Yaklaşık 2500-3000 m kalınlık gösteren Beydağları Formasyonu, inceleme alanı üzerinde; güneyde, Sağrak köyü doğusunda ve daha güneyde Pamuklu

Tepe ile Kızıлтаş Tepenin bulunduğu kesimde mostra vermektedir.

Beydağları Formasyonu içinde yer alan ve inceleme alanı üzerinde gerek yaşı, gerekse özel karakterleri açısından ayırtlanabilen birimler şunlardır:

Hemipelajik Kireçtaşları (K_2^{26}): Sarımsı bej, beyazımsı renkli, ince, orta katmanlı, yaygın çört bantlı, hemipelajik karakterdeki karstik kireçtaşları, Senoniyen yaşta olup 50-300 m arasında kalınlığa sahiptirler.

Bu kireçtaşları inceleme alanı üzerinde; Dulup Dağı kuzey eteklerinde, doğu-batı doğrultusunda, dar ve uzun bir alan halinde gözlenir. Ayrıca Kovada Gölü batısında ve Kocadağ'ın doğusunda küçük mostralara oluşturmuşlardır.

Neritik Kireçtaşları (K_2^{26a}): Grimsi siyah, siyah renkli, karstik özellikli neritik kireçtaşları Senoniyen yaşta olup, orta katmanlı hemipelajik kireçtaşları ile yanal ve düşey geçişlidir. 50-300 m'ler arasında kalınlığa sahip olan neritik kireçtaşları, inceleme alanı üzerinde sadece, Eğirdir ilçesinin batısını oluşturan yüksek kesimde gözlenirler.

ISPARTAÇAY FORMASYONU ($\bar{K}a_{2-3}$): Kırmızı kahve renkli, Daonella'lı radyolarit'ler, bunların aralarında spilitik ve bazaltik yastık lavlar, sarı-bej renkli, ince katmanlı Halobia'lı kireçtaşları, boz-kahverenkli, türbiditik akmalar halinde sedimentasyona karışan bitkili kumtaşları, yine tüm bu katmanlanmanın değişik seviyelerinde ayırtlanan türbiditik kumtaşı, çamurtaşı ve volkanik killerden oluşan yoğun rift çökelleri, Batı Toroslar'da çalışan POISSON (1968-1984) tarafından Ispartaçay Formasyonu adı altında toplanmıştır.

Yılanlı Gurubunun alt seviyelerini oluşturan Isparta-çay Formasyonunun litolojik unsurları genelde ilksel konumlarından uzaklaşarak, birbirleriyle tektonik bir karmaşa oluşturmuşlardır. Ispartaçay Formasyonunun tabanı genelde gözlenememektedir. İnceleme alanı dışında kalan bazı yerlerde Sikitiyen yaşlı marınlar, formasyon tabanı üzerine devrik olarak gelmişlerdir. Formasyon üste doğru ise rift'in devamını oluşturan Yılanlı Gurubunun üst seviyelerine geçmektedir. (Ör: Eğirdir Gölü güneydoğusu). Diğer yandan Ispartaçay Formasyonuna ait birimler, inceleme alanı dışında kıta kenarına yakın kısımlarda Mesozoyik karbonat platformunun tabanını oluşturan, Resiyen-Liyas yaşlı kireçtaşlarına geçerler.

Toplam olarak 500-1000 m arası kalınlığa sahip Ispartaçay Formasyonuna ait rift çökelleri, Ladiniyen-Resiyen zaman aralığında oluşmuşlardır (YALÇINKAYA v.d., 1986). Formasyon inceleme alanı üzerinde; Eğirdir ilçesine bağlı Yenimahalle'nin 2 km güneyinde, Afyontaş Tepe güneyinde, Balkırı köyü kuzeyinde, Sağrak köyü kuzeyinden Sütçüler ilçesi ve yakın çevresine kadar olan alanlarda göze çarpar.

Ispartaçay Formasyonunu oluşturan ve inceleme alanı üzerinde özellikleri bakımından ayırtlanabilen birimler şunlardır:

Radyolarit, Çört, Spilit, Pelajik Kireçtaşı Karmaşığı (Ra⁵₂₋₃): Kırmızı, pembe renkli, ince, orta katmanlı, içerisinde bol fosil bulunduran pelajik kireçtaşları ile karışmış, ayrılamayan, radyolarit, çört, spilit karmaşasının Ladiniyen-Üst Triyas arasındaki zaman aralığında oluştuğu tespit edilmiştir (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Bu karmaşık, inceleme alanı üzerinde; Yukarı Gökdere köyünün 2 km güneydoğusunda, Köyyeri Mahallesi güneyi ve Orta Tepenin 1.5 km doğusunda mostralara vermektedir.

Bitkili Kumtaşı ($\bar{R}a^1_{2-3}$): Kirli sarı, boz, kahverenkli, orta katmanlı, formasyonu oluşturan diğer birimler arasında türbiditik akmalar halinde oluşmuş, üzerinde yer yer bitki izleri bulunan bitkili kumtaşları, Ladiniyen-Üst Triyas zaman aralığında oluşmuşlardır (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Bitkili kumtaşları inceleme alanı üzerinde, Yuvalı köyü - Kocadağ hattının doğusunda ve Sipahiler köyünün kuzeyini, doğusunu kaplayan alanlarda görülmektedir.

Radyolarit ($\bar{R}a^2_{2-3}$): Kırmızı, koyu kahverenkli, içerisinde Daonella kavkıları bulunduran, ince katmanlı, şiddetli kıvrımlanmış, çoğunlukla kırılmış radyolaritler'in Ladiniyen yaşında olduğu tespit edilmiştir (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Radyolarit'ler inceleme alanı üzerinde, Yuvalı köyünün yaklaşık 1 km doğusundan, güneydoğuda Katmertepe yakınlarına kadar olan dar ve uzun bir alanda mostra vermektedirler.

Plaket Kireçtaşı ($\bar{R}a^3_{2-3}$): Beyaz, bej, kirli sarı renkli, ince, orta katmanlı, içerisinde Halobia kavkıları bulunduran karstik özellikli pelajik kireçtaşlarının Karniyen yaşında olduğu tespit edilmiştir (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Plaket kireçtaşları inceleme alanı üzerinde, Yuvalı köyünün 1,5 km doğusundan, Sırca Tepenin doğusuna kadar olan alanda ve Sırca Tepe ile Kocadağ'ın doğusu arasındaki alanlarda gözlenmektedir.

Oolitik Kireçtaşı ($\bar{R}a^6_{2-3}$): Gri, grimsi siyah renkli, orta, kalın katmanlı karstik oolitik kireçtaşları, Ispartaçay Formasyonunun yer yer en üst seviyelerini oluşturmaktadırlar. Yapılan araştırmalar bu kayaçların, Noriyen-Resiyen zaman

aralığında oluştuklarını ortaya koymuştur (YALÇINKAYA v.d. 1986).

Oolitik kireçtaşları inceleme alanı üzerinde, Eğirdir ilçesine bağlı Yenimahalle güneyinde, Afyontaş Tepe doğusunda, Balkırı köyü kuzeyinde, Sağrak köyü kuzeyinde ve Sütçüler ilçesine bağlı Yenimahalle köyü kuzeyinde gözlenmektedir.

YILANLI GURUBU ($\bar{R}_2JK_a$): Kumtaşı, radyolarit, Ispartaçay Formasyonunun yastık lav ve plaket kireçtaşlarıyla başlayıp, üste doğru Mesozoyik riftinin derin kısmında oluşmuş, kırmızı, kahve, bej, sarı renkli, radyolarit, çört ve bu litolojilerle yanıl, düşey yönde griftlik sunan breşik kireçtaşları, kalkarenit ve kalsitürbiditler ile pelajik kireçtaşlarından meydana gelmiş, çok kırıklı ve deformasyona uğramış Wild fliš özelliğindeki seri, Yılanlı Grubu olarak adlandırılmıştır (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Yılanlı Gurubu tabandan, önceden açıkladığımız gibi Ispartaçay Formasyonu ile başlamaktadır. Dolayısı ile Sikitien yaşlı marnlar üzerine gelen Yılanlı Gurubu üstten ise yine kendi gurubu içinde kalan Üst Kretase-Daniyen yaşlı Elmalıbeli Formasyonuna geçerek son bulmaktadır.

± 1500 m arasında değişen kalınlığa sahip Yılanlı Gurubunun rift çökellerinin yaşı; stratigrafik ilişkiler dikkate alınarak, YALÇINKAYA v.d. (1986) tarafından, Ladiniyen-Daniyen katlarını da içeren devreler olarak açıklanmıştır.

Yılanlı Gurubu, inceleme alanı üzerinde, Eğirdir Gölü güneydoğusunda, Ağılıköy ve çevresi ile Ağılıköy-Akdoğan köyü arasındaki hattın doğusunda kalan kesimlerde geniş alanlar oluşturur.

Yılanlı Gurubunun tabanını oluşturan Ispartaçay Formasyonu ve üst seviyelerini oluşturan Elmalıbeli Formasyonu arasında kalan ve gurubun inceleme alanı üzerinde ayırtılması yapılabilen litolojileri ile bunlara ait özellikler şunlardır:

Breşik, Türbiditik Kireçtaşı (JK_1^{a2}): Breşik, türbiditik, karstik özellikli kireçtaşları, 25-300 m arasında değişen kalınlıklarda gözlenirler.

Jura-Kretase yaşlı bu kireçtaşları inceleme alanı üzerinde sadece Ağılıköy'ün 1 km güneyinde mostra verirler.

Pelajik Kireçtaşı, Marn (K_2^{a4}): Kırmızı, pembe renkli, ince, orta katmanlı, yer yer çörtlü, karstik özellikli, pelajik kireçtaşları ve marnların toplam kalınlığı 200-300 m'ler arasında değişmektedir.

Kretase yaşlı bu kayaçlar, inceleme alanı üzerinde; Ağılıköy'ün 2 km kadar kuzeyinde, Çayköy'ün 1 km ve 2 km güneydoğusunda küçük mostralar gösterirler.

Pelajik Kireçtaşı (K_2^{a5}): Pembe, bej renkli, ince tabakalı, karstik özellikli pelajik kireçtaşları ortalama 10-50 m arasında değişen kalınlık gösterirler.

Kretase yaşlı bu kireçtaşları inceleme alanı üzerinde; Gökteş köyü çevresinde küçük mostralar halinde, Çayköy kuzeyi ve doğusunda dar, uzun bir şerit halinde, Alıçtaşı Tepe güneyinde, Çal Tepe ve yakın çevresinde gözlenmektedir.

Radyolarit, Çört, Pelajik Kireçtaşı (K_2^{a6}): Pembe, bej renkli, karstik özellikli pelajik kireçtaşları ile yanıl ve düşey yönde geçişli, kahve, kırmızı, yeşil, kirli sarı renkli

radıolarit ve çörtler ortalama 50 m kalınlık oluşturmaktadırlar.

Kretase yaşlı bu kayaçlar inceleme alanı üzerinde; Göktaş köyünün yaklaşık 1 km doğusunda, Çayköy'ün 1 km güneyinde, Aksakköy'ün kuzeydoğusunda, Ortakızıl Tepenin 2 km güneydoğusunda görölmektedir.

İnceleme alanının stratigrafisinde en yeni birimler, Senozoyik'e ait kayaç topluluklarıdır. Bu birimler ve başlıca özellikleri şunlardır:

SÖBÜTEPE FORMASYONU ($Pg_1-Pg_2^1$): Alt seviyelerde breşik kireçtaşları ile başlayıp, üst seviyelere doğru birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli, kırmızı, bej renkli pelajik kireçtaşları, marn ve radyolaritlerden oluşan, yer yer sığlaşan kısımlarından nümmülit'li, yer yer resifal-detritik kireçtaşları ile temsil olunan kayaçlar topluluğu, Söbütepe Formasyonu olarak adlandırılmıştır (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Söbütepe Formasyonunun en önemli özelliği Batı Toroslar'ı oluşturan karbonat platformlarını aşan ofiyolitlere eşlik etmesidir. Genelde tüm Batı Toroslar'ın Paleosen öncesi kaya birimlerini transgressif olarak örten formasyonun tabanı, inceleme alanı dışında, Homa-Akdağ hattı boyunca kireçtaşı, marn ve ofiyolit parçalarından oluşan Hüseyinliçeşme Formasyonunun üst seviyeleri ile başlamaktadır. Hüseyinliçeşme Formasyonu ve ona ait ofiyolit girdileri ile başlayan zon boyunca geçişli olan Söbütepe Formasyonu, üstten ise; olistostromal melanj özelliğinde ofiyolitli karmaşıklarla tektonik olarak örtölüdür. Her iki ofiyolitik birim lütesiyen transgresyonu ile örtölmüştür.

Ortalama 250 m kalınlık gösteren Söbütepe Formasyonunun fosil kapsamı ve stratigrafik ilişkilere göre yaşı; Üst

Paleosen-Alt Eosen olarak saptanmıştır. Formasyona ait birimler inceleme alanı üzerinde; Kovada Gölü batısında ve Taşpınar köyü kuzey kesimlerinde mostra vermektedir.

Çayköy Olistrostromu ($Pg_1-Pg_2^{1A}$): Kumtaşı, çamurtaşı, marn ardışıklanmasından oluşmuş ve içerisinde kendi yaşından önceki kaya birimleri ile bazik, ultrabazik kaya blokları bulunduran, ofiyolit geliş mekanizmasına bağlı olarak oluşmuş olistostromal fasiyes, Çayköy olistostromu olarak adlandırılmıştır (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Formasyon genelde alttan Söbütepe Formasyonu üzerinde ve Söbütepe Formasyonu ile uyumlu gözlenmektedir. Olistostrom, üzerine tektonik olarak gelen ofiyolitik karmaşıklarla beraber Lütesiyen'e ait formasyonlarca transgressif olarak örtülüdür.

Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı Çayköy olistostromunun kalınlığı belli değildir. Çayköy olistrostromu inceleme alanı üzerinde; Ağılıköy'ün batısı ile Sipahiler köyünün yaklaşık 2 km kuzeydoğusundaki alanlarda gözlenmektedir.

Olistostromal Melanj ($Pg_1-Pg_2^{1A}$): Bünyesinde çeşitli boyutlarda kaya birimlerini blok olarak bulunduran, kumtaşı, çamurtaşı, radyolarit ve çörtlerle karmaşık halinde gözlenen, kuvvetli tektonik etkinlik ile karışmış, çok renklilik gösteren, genelde yeşil rengin hakim olduğu bazik, ultrabazik kayaların karmaşasından oluşmuş ofiyolitik kompleks, olistostromal melanj olarak adlandırılmıştır (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Olistostromal melanj arazi üzerinde genelde Alt Eosen kayaları üzerinde görülür. Birimin Alt Eosen'den sonraki tüm hareketleri bölgesel tektonizma ile gelişmiş ve Pliyo-

Kuvaterner dışında tüm birimlerin üzerinde tektonik olarak yer almıştır.

Kalınlığı tam olarak belirlenemeyen olistostromal melanj inceleme alanı üzerinde; Ağılıköy, Tepeli köyü, Akdoğan köyü arası alanda ve bu alanın Dulup Dağı kuzey eteklerindeki devamında, Aksakköy'ün batı ve kuzeybatısında, İkitaş Tepe doğusunda, Serpil köyü güneyinde, Kocadağ'ın 1 km kuzeyinde, Sipahiler köyünün yaklaşık 2 km kuzeydoğusunda, Göztaş Tepe güneyinde gözlenmektedir.

Tektonik Melanj ($\Sigma\Phi$): Serpantinleşmiş harzburgit, serpantinit, gabro, amfibolit ve spilit'ten oluşmuş bazik, ultrabazik kompleks tektonik melanj olarak adlandırılmıştır (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Tektonik melanjin tipik diziliminde, Söbütepe formasyonu üzerine tektonik olarak geldiği, üstten ise Lütesiye yaşı çökeller tarafından transgressif olarak örtüldüğü gözlenmiştir.

Bu verilere göre Üst Paleosen zaman aralığında ilk yerleşimi saptanan ve değişen kalınlıklar gösteren melanj, inceleme alanı üzerinde, Aksakköy'ün doğusunda bir yay halinde, Yukarıgökdere köyünün kuzeyinde, Kovada Gölünün 1 km doğusundan inceleme alanı sınırı boyunca güneye, Köyleri mahallesi yakın çevresine kadar olan alanlarda gözlenmektedir.

AĞLASUN FORMASYONU (N^2_1): Tabandan, gri, grimsi siyah renkli resifal kireçtaşları ile başlayıp, üste doğru, boz renkli, ince, orta katmanlı kumtaşı, marn ardışıklanması şeklinde devam eden fliş serisi, Ağlasun formasyonu olarak adlandırılmıştır (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Ağlasun formasyonu tabandan kendi yaşından önceki tüm birimleri açısal diskordansla örter. Üstten ise Orta-Üst Miyosen yaşlı denizel konglomeralar tarafından transgessif olarak örtülür.

1500 m toplam kalınlığa sahip Ağlasun Formasyonu içerdiği fosil kapsamına göre, Burdigaliyen yaşındadır. Formasyon inceleme alanı üzerinde, Kovada Gölünün yaklaşık 4 km güney-doğusunda küçük bir alanda mostra vermektedir.

GÖKDERE FORMASYONU (N_1^{36}): Polijenik çakıllı, iyi yuvarlanmış kaba taneli, yer yer sığ fasiyeste, yer yer kireçtaşı ara seviyeli denizel konglomeralara Gökdere Formasyonu adı verilmiştir (YALÇINKAYA v.d., 1986). Aynı formasyonu EROSKAY (1968) Köprüçay Konglomerası, AKBULUT (1980) ise Aksu Çayı Formasyonu olarak adlandırmışlardır.

Gökdere Formasyonu tabanda, Burdigaliyen'e kadar çökelen veya Burdigaliyen sonrasına kadar bölgeye gelen allokon kaya birimlerini açısal diskordansla örtmektedir. Formasyon, karasal fasiyeste gelişen detritikler ile başlayıp üste doğru polijenik çakıllı denizel konglomeralar ve bunlarla iç içe geçmiş kireçtaşı ara seviyeleri ile devam eder. Formasyonun üzerinde Pliyo-Kuvaterner yaşlı gölsel ve karasal çökeller yer almaktadır. Gökdere Formasyonu genelinde katmanlar çok kalındır. Kamalanma görülür, eklem takımları belirgindir. Formasyon, genelde orojenez sonrası oluşan molas tipi çökellerin özelliğini yansıtmaktadır.

Toplam kalınlığı 1500 m civarında olan ve genelde karstik özellikler taşıyan Gökdere Formasyonunun yaşı, fosil örneklerinin derlenmesinden elde edilen verilere göre; Langi-yen-Messiniyen? arası katları içeren, Orta-Üst Miyosen' dir. Formasyon, inceleme alanı üzerinde; Yukarıgökdere köyü güneyinden, Kovada Gölünün 2 km batısına kadar olan alanda, Kara Tepenin 2 km kuzeybatısında, Oyuk Tepenin güneybatısında,

Katmertepe'nin batısı ve kuzeyinde, Sağrak köyünün yaklaşık 1 km güneybatısında, Sütçüler ilçesine bağlı Yenimahalle batısında ve Çolakali Tepenin yaklaşık 2 km kuzeydoğusunda gözlenmektedir.

Gökdere Formasyonu içerisinde yer alan ve inceleme alanı üzerinde özel karakterleri açısından ayrılabilen seviyeye ait bilgiler şunlardır:

Çamova Detritik Üyesi (N_1^{36a}): Gökdere Formasyonunun karaya yakın kesimlerinde gelişmiş, karasal fasiyes özellikleri gösteren çamurtaşı, marn ardışıklanmasından oluşan seviyeler, Çamova detritik üyesini meydana getirmektedir.

Gökdere Formasyonunun tabanını oluşturan ve 300-500 m arasında değişen kalınlık gösteren bu detritikler, Orta-Üst Miyosen yaştadırlar. Çamova detritik üyesine ait kayaçlar inceleme alanı üzerinde sadece, Sütçüler ilçesinin 2 km kuzeybatısında gözlenmektedir.

YAMAÇ DÖKÜNTÜSÜ (Qb): İnceleme alanının Kuvaterner'e ait birimlerinden olan yamaç döküntüleri, saha üzerinde değişen kalınlıklarda gözlenmektedir.

Eğirdir ilçesinin hemen batısında kuzey-güney doğrultuda yer alan birim ayrıca, Bozburun Tepenin 1 km batısında, Dulup Dağının doğu yamacının eteklerinde, Yeniköy'ün kuzeyinde ve Kırıntı köyünün 2 km kuzeyinde harita ayırtlaması yapılacak ölçeklerde gözlenmektedir.

ALÜVYON (Qal): İnceleme alanının çukur alanlarını dolduran, değişen kalınlık değerlerine sahip Kuvaterner yaşlı alüvyonlar, özellikle Boğazova Polye tabanında, Çayköy'ün batısı ve güneyinde, Aksakköy'ün doğusunda ve Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde yer alan karstik depresyonların tabanlarında göze çarpılmaktadır.

1.4.2. Yapısal Jeoloji ve Jeolojik Evrim

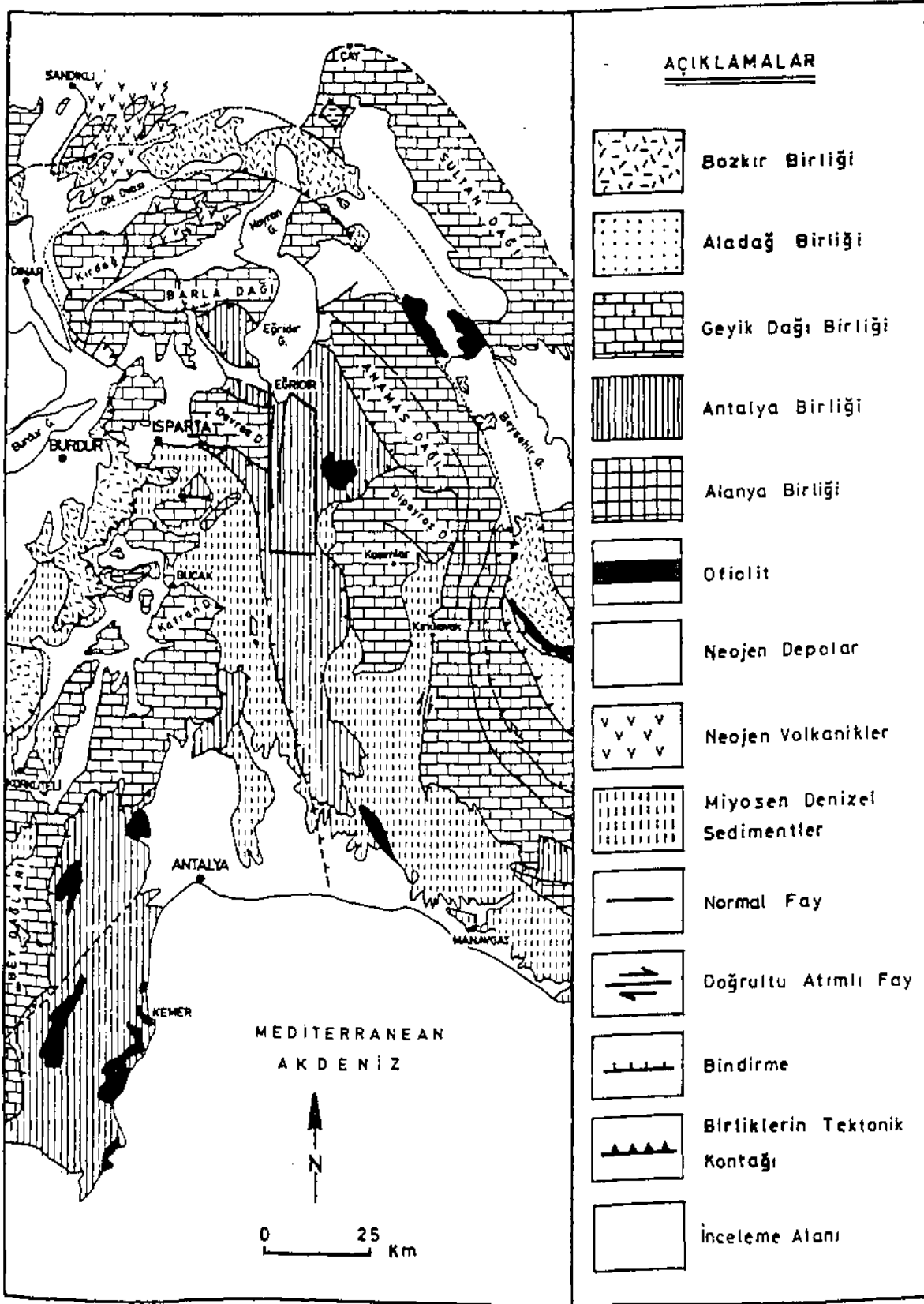
Batı Toroslar'ın karmaşık jeolojik yapısı ve tektoniği inceleme alanı üzerinde de kendini göstermektedir. Bölgedeki yapısal olayların etkinliği, sahanın bugünkü görünümünün oluşmasında önemli bir yer tutmaktadır (Şekil 2).

Alpin orojenik fazlarının etkin olduğu inceleme alanı üzerinde; doğrultu atımlı faylar, normal faylar, ters faylar, bindirmeler, hemen her kesimde göze çarpmaktadır.

Büyük boyutta kıvrımların görülmediği inceleme alanında, paraotokton özellikli Dulup Dağının hareketi esnasında küçük boyutta, yanal devamlılığı uzun olmayan kıvrımlar oluşmuştur (ORAN, 1985). Gözle görülebilir diğer kıvrımlar da, Kovada Gölü güneybatısında yer alan Kovada hidroelektrik santrali civarındaki karbonatlı kayalar üzerinde gözlenen, devamlılığı olmayan küçük kıvrımlardır.

Kısaca yapısal özelliklerini açıklamaya çalıştığımız inceleme alanında, tüm Batı Toroslar'da olduğu gibi tektonik aktivite ve jeolojik geçmiş iç içedir. Bu nedenle inceleme alanının tektonik özellikleri ve jeolojik özgeçmişini, Batı Toroslar'ın jeolojik evrimiyle ele alma zorunluluğu vardır.

Devoniyen öncesi bölge çok sık bir deniz özelliği göstermektedir. Sedimentasyonla yaşıt diyabaz dayk ve sill'lerin bulunduğu ortam, Devoniyen öncesinde diyaenezini tamamlayarak Üst Devoniyen transgresyonu ile örtülmüştür. Bölgede konglomeratik seviyelerle başlayıp, neritik kireçtaşları ile devam eden Devoniyen-Karbonifer istifleri, tipik bir transgresyonu yansıttığı gibi ortamın neritik karakterini de ortaya koyar (YALÇINKAYA v.d., 1986).



Şekil 2: Batı Toros'lardaki Tektono-Stratigrafik Birliklerin Şematik Haritası (ÖZGÜL, 1984'den).

Batı Toroslar'ın en yaygın ve sorunlu litoloji toplulukları, Mesozoyik zamanı içerisinde toplanmıştır. Mesozoyik içerisinde Batı Toroslarda gelişen olaylar, eş zamanlı ancak farklı tipte litolojilerin oluşumuna neden olduğu gibi, oluşan litolojilerin farklı oluşu nedeniyle, daha sonra Miyosen'de gelişen neotektonik ile bu unsurların karmaşık bir konum kazanmalarına neden olmuştur (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Alt Triyas sonuna kadar bölge, geniş ve tek bir platform halinde bulunuyordu. Orta Triyas'la (Anisiyen) birlikte çekme tektoniğinin etkisinde platformda kıtasal bir parçalanma ve riftleşme süreci başlamıştır (SİPAHİ, 1984).

Anisiyen ortalarında riftleşme ve buna bağlı olarak gelişen Neotetis'in güney kolu, bölgedeki riftleşmenin konumuna da uygun olarak, kendi içerisinde çok değişik fasiyes özellikleri sunmakla birlikte, başlıca platform çökelleri ve rift çökelleri olmak üzere iki ana grupta toplanabilen çökel topluluklarını oluşturmuştur. Bölgede Anisiyen'le başlayan riftleşme, Paleosen'e (Daniyen) kadar eksiksiz olarak oluşan neritik, yarı pelajik, pelajik karakterli platform karbonatlarının yanında, onlarla eş zamanlı fakat derinleşmeye bağlı olarak oluşan, değişik litolojilerin oluşmalarına neden olmuştur (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Orta-Üst Triyas'ta özellikle Ispartaçay Formasyonunun rift çökellerini oluşturan neritik ve pelajik litolojilerin yanal ve düşey geçişli olarak bir arada bulunmaları, ortamın birtakım basamak faylarla giderek derinleştiğini göstermektedir (ORAN, 1985).

Orta Triyas ve sonrası karbonat birimleri, Paleozoyik temeli transgressif olarak örtmektedirler. Mesozoyik boyunca duraylı ve uzun bir dönem, Toros karbonat platformunun gelişimini sağlamıştır. Üst Kretase'de bölgenin güneyi sıkışma tektoniğinin etkisinde kalmıştır (SİPAHİ, 1984).

Tüm Batı Toroslar'ı oluşturan formasyonlar, kuzeyde belli bir lokal alan (Homa-Balçıkhisar hattı kuzeyi) dışında Mesozoyik sonunda yükselmiştir. Belirtilen hat boyunca ise

çökelme devam etmiştir. Bölgenin Senozoyik başında geçirdiği bu olaydan sonraki gelişimi, Mesozoyik serilerinin karışmasına yol açacak şekilde gelişmiştir. Mesozoyik süresince eksiksiz süregelen çökelim, Senozoyik'te birçok defa kesikliğe uğrar. Ayrıca bu zaman sürecindeki tektonizma, ofiyolit yerleşimi ve volkanizmanın bölgenin nihai konumuna ulaşmasındaki etkinlikleri, giderek bölge jeolojisinin karmaşık bir hal almasına neden olmuştur.

Batı Toros kuşağının kuzeyinden, inceleme alanının da içinde bulunduğu kesime, yani güneye doğru ilerleyen ilk ofiyolit girdileri, Üst Paleosen - Alt Eosen denizi eşliğinde olmuştur. Alt Eosen sonrası yükselen bölgenin tümü, Lütésiyen denizi ile kaplanmış, Lütésiyen sonunda ise ofiyolitli karmaşık kuzeyden güneye olan en son ilerlemesini yapmış, bölgenin güneyi yükselmiş, Isparta-Eğirdir hattının kuzeyinde kalan kesimi ise, Üst Lütésiyen-Priaboniyen'in regressif konglomeraları ile çökelimini tamamlamıştır (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Oligosen'de inceleme alanının da içinde bulunduğu; Beydağları-Barladağ-Anamasdağ hattı ile bu hattın kuzeyi ve kuzeydoğusu yükselip, şiddetli erozyona uğrayarak aşınmasını sürdürürken, bu hattın güneyi, yer yer sığ denizel ve karasal Oligosen çökelleri ile örtülmüştür (YALÇINKAYA v.d., 1986). Oligosen sonunda şiddetlenen ve paroksizma safhasına ulaşan Alp orojenezinin etkisinde yükselen Beydağları-Barladağ-Anamasdağ hattının kuzeyi (ARDEL, 1951; ARDOS, 1979; KOÇYİĞİT, 1981, 1983, 1984; ATALAY, 1987; EROL, 1989) sürekli kara halinde kalırken, bu hattın güneyinde istiflenme aralıklarıyla günümüze kadar devam etmiştir (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Burdigaliyen esnasında yer yer çökmeler ve çöken kesimlerin fliş tipinde materyallerle dolarak derinleştiği bölgede (SİPAHİ, 1984), Orta-Üst Miyosen'de yüksek kesimlerdeki aşınım sonucu, karasal ve denizel konglomeralar çökelmişlerdir (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Orta Miyosen sonrasında (Serravaliyen) Arabistan-Avrasya levhalarının çarpışması ile oluşan Anadolu levhasının batıya hareketi (ŞENGÖR, 1980, 1985a, 1985b) ile bölge Orta Miyosen sonrasında doğu-batı yönlü sıkışmalarla yükselmiştir (POISSON v.d., 1984a; POISSON v.d., 1984; AKAY v.d., 1985; BORAY v.d., 1985; YALÇINKAYA v.d., 1986; NAZİK, 1992). Paleotektonik dönemin sona erip neotektonik dönemin başladığı bu dönem (ŞENGÖR 1980) ve sonrasındaki doğu-batı yönlü sıkışma mekanizması sonucu bölge Antalya Körfezine paralel büküm (Isparta Bükümü) özelliği kazanırken, bükümün merkezinde güneyde hakim olan sıkışma rejimine karşılık gelen çekme gerilimi sonucu horst ve grabenler oluşmaya başlamıştır. Oluşan grabenler bölgede yer alan Burdur, Eğirdir, Beyşehir Göllerinin, göl çanaklarını meydana getirmişlerdir (YALÇINKAYA vd., 1986). Genelde kuzey-güney yönlü ve boyları kilometrelerce uzanan grabenlerin tabanları çevreden taşınan malzemelerle dolarak giderek derinleşmiştir (Ör: Boğazova havzası) (KARAMAN, 1989). Doğu-batı yönlü sıkıştırma tektoniği sonucu Orta Miyosen sonrasında Teke Toroslarını oluşturan kayalar, ofiyolitli karmaşıklıkla birlikte batıdan doğuya doğru Beydağları'nın üzerine bindirmişlerdir. Bu esnada bölgede oluşan deformasyonla kuzeybatı-güneydoğu yönlü faylanmalar meydana gelmiştir (YALÇINKAYA v.d., 1986).

Bölgede Miyosen sonu - Pliyosen başında da devam eden tektonik etkinlik ve doğu-batı yönlü sıkışma (BLUMENTHAL, 1947; BİRİCİK, 1982; EROL, 1983; BORAY v.d., 1985; AKAY v.d., 1985; EROL, 1989, 1990a; NAZİK, 1992) sonucu bölge yükselmiş ve Pliyosen boyunca karasal aşınma hüküm sürmüştür.

Pliyosen sonu - Pleyistosen başında canlanan tektonik hareketler sonucu bölge düşey doğrultuda yükselmiş (BLUMENTHAL, 1947; ARDEL, 1951; BİRİCİK, 1982; ERİNÇ 1982; EROL, 1983, 1989, 1990a; KOÇYİĞİT 1984; AKAY v.d., 1985; ATALAY, 1987; NAZİK, 1992) karasal aşınım artmıştır.

Bölge bugünkü görünümünü Kuvaterner'de almıştır. Orta Pleyistosen'de ve Kuvaterner boyunca aralıklarla devam eden tektonik etkinlik (KOÇYİĞİT, 1984) sonucu bölge yükselmeye devam etmektedir.

1.5. Ana Jeomorfolojik Özellikler

Bu bölümde; inceleme alanında gözlenen jeomorfolojik özellikler, araştırmamanın amacını aşmadan kısaca açıklanmaya çalışılmış ve karstlaşma ile ilgili jeomorfolojik özellikler daha sonraki konularda ele alınmıştır.

Daha önce de belirtildiği gibi; Batı Toroslar'da, Göller Bölgesinin güneyinde yer alan inceleme alanındaki morfolojik üniteler, bölgenin neotektonik hareketlerden etkilenmesi sonucu, kısa mesafeler dahilinde kademeler oluşturarak farklı morfolojik görünümeler göstermişlerdir.

Yükselti değerlerinin 900-2000 m.ler arasında değişmeler gösterdiği inceleme alanı, genel olarak plato karakteri göstermektedir. İnceleme alanının kuzeyinde yer alan kesimler nispeten daha alçak ve akarsu drenajının daha yoğun görüldüğü plato kesimini oluştururken, kabaca Dulup Dağını doğu-batı doğrultusunda kesen bir hat boyunca yükselen ve güneye doğru yer yer alçalan, yer yer tepelik, dağlık görünümeler sunan ve bize göre bugünkü görünümü ile ikinci plato birimini oluşturan kesim yer almaktadır. Bu ikinci plato birimi, yoğun karstik karbonatlı kayalar üzerinde geliştiğinden, günümüzde bu kesimde akarsu drenajı fazlaca bir etkinlik göstermemektedir. İnceleme alanının batısı ise; kuzeyde Eğirdir Gölü ile güneyde Kovada Gölü ve bu iki gölü birbirine bağlayan dar ve uzun Boğazova Polyesinden oluşan, çukur alanlardan oluşmuştur.

Bütün bu bilgilerin ışığı altında, kuzeyden güneye, Akdeniz'e doğru dereceli olarak eğimlenen ve üzerinde çeşitli

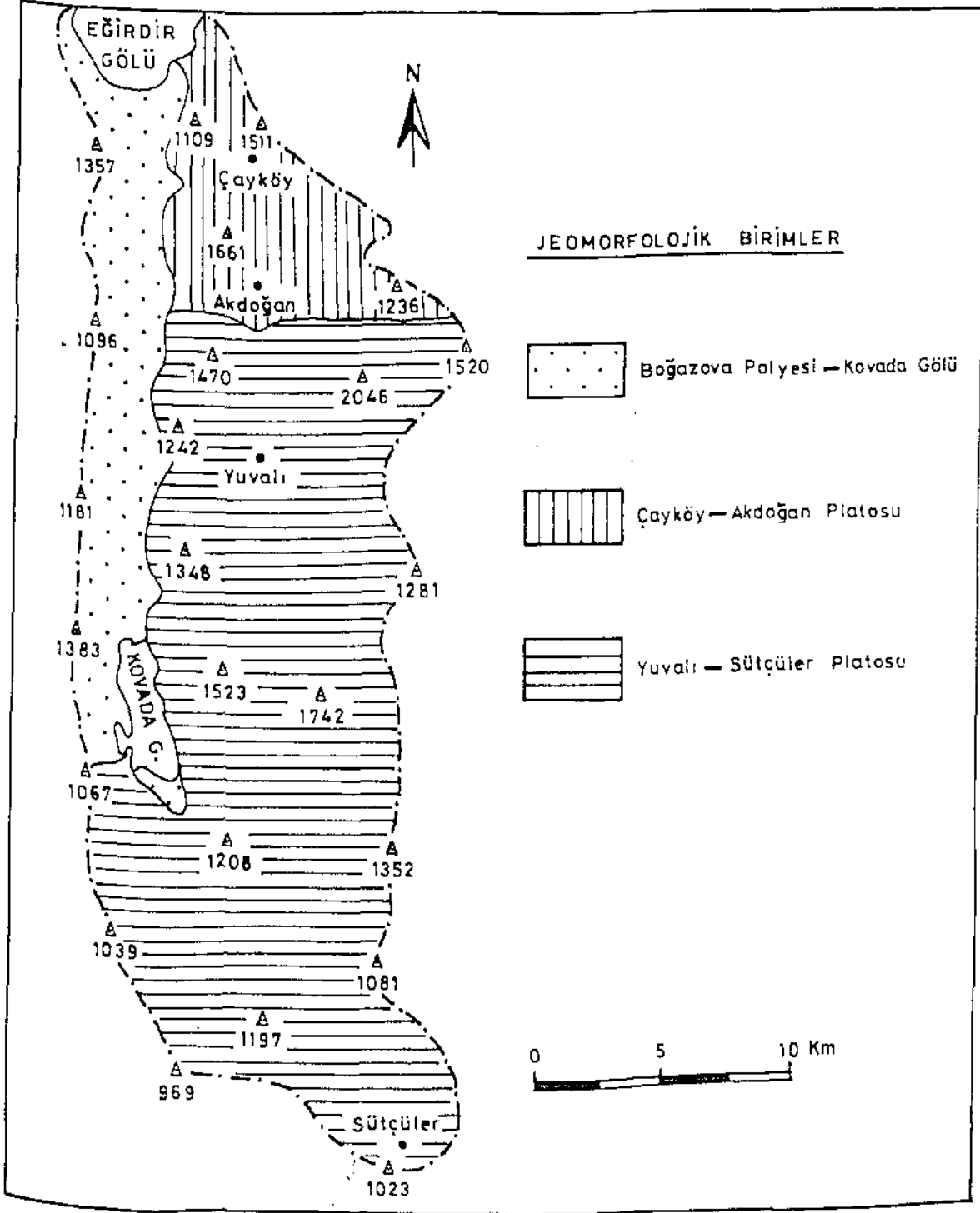
aşınım, birikim şekillerinin yer aldığı inceleme alanını; Boğazova Polyesi-Kovada Gölü; Çayköy-Akdoğan Platosu; Yuvalı-Sütçüler Platosu olmak üzere üç ayrı jeomorfolojik birime ayırarak inceleyebiliriz (Şekil: 3).

BOĞAZOVA POLYESİ-KOVADA GÖLÜ: İnceleme alanının doğusunda yer alan bu birim, kuzeyde Eğirdir Gölünün güney ucundan başlar, güneye doğru kuzey-güney doğrultusunda Boğazova Polyesi adı verilen tektono-karstik bir oluk ile devam eder ve en güneyde KKB - GGD doğrultusunda yer alan Kovada Gölü ile son bulur.

Deniz seviyesinden 916 m yüksekte yer alan Eğirdir Gölü ile 904 m yüksekte yer alan Kovada Gölü arasında güneye doğru çok az bir eğim farkı vardır. Her iki göl, yapımı 1950'li yılların başında tamamlanmış bir su iletim kanalı ile birbiri ile bağlantılıdır.

Tektono-karstik kökenli ve en derin yeri 15 m olan Eğirdir Gölü güneyinde göze çarpan yer şekilleri; kıyı bölgesinde yer alan kumlu-çakıllı plajlar, falezler ile kıyı gerisinde görülen fay dikliği ve önünde yer alan yamaç döküntüleridir.

Kumlu-çakıllı plajlar bir yay şeklinde gölün tüm güney kıyıları boyunca dar bir şerit oluştururlar. Yer yer kaba, yer yer ince boyuttadırlar. Değişik kökenli kayalardan meydana gelmişlerdir. Gölün doğu kıyılarında, Göktaş köyünün gerilerinden gelen Mustan Dere, Karakulak Dere gibi akarsuların taşıyıp getirdiği alüvyal unsurlar da, bu kıyılarda yer alan plajlara malzeme sağlamaktadırlar. Yine gölün doğu kıyıları boyunca dirençli kireçtaşları üzerinde göl dalgalarının oluşturduğu ve yer yer 50-60 metrelere varan yükseklikte falezler göze çarpmaktadır.



Şekil 3: İnceleme Alanının Jeomorfolojik Birim Haritası

Eğirdir Gölünün ve Eğirdir ilçesinin hemen batısında, kuzey - güney doğrultusunda uzanan bir normal fay ve bu fayın önünde yamaç döküntüleri yer almaktadır. Fay hattının doğusu, yani Eğirdir ilçesinin bulunduğu kesim çökmüş, batısı yükselmiştir. Bu hat boyunca oluşmuş fay dikliği göze çarpan en önemli özelliklerdendir.

Fay hattının doğusunda yer alan, köşeli kireçtaşı blok ve çakıllardan oluşmuş yamaç döküntüleri, Yenimahalle mevkiine kadar uzanmaktadır. Yamaç döküntülerini oluşturan unsurlar arasında çimentolanma görülmez. Faylanma esnasında ve sonrasındaki gravitasyon etkisiyle oluşmuşlardır. Ayrıca Eğirdir Yenimahalle mevki civarında, yamaç döküntüleri üzerine Kiraz Derenin getirdiği alüvyonların oluşturduğu, birikinti yelpazesi bulunmaktadır.

Eğirdir Gölünün güney ucundan kuzey-güney doğrultuda güneye doğru uzanan Boğazova Polyesi, yaklaşık 20 km uzunlukta, 1,5-2 km arasında değişen genişliktedir. Güneyde Kovada Gölü depresyonu ile son bulan bu oluk, doğudan ve batıdan, kuzey-güney doğrultuda uzanan ve yaklaşık 25-30 km uzunlukta-ki Kovada fayları ile sınırlandırılmıştır. Normal fay özelliğindeki Kovada fayları, Orta Miyosen sonrasında oluşmuşlar, daha sonraları faylar arasındaki alan çökmüş ve giderek çevreden taşınan alüvyal malzemelerle dolarak derinleşmiştir. Dolayısı ile Boğazova Polyesi başlangıçta, normal faylarla sınırlanmış bir graben havzasıdır. Kovada faylarının atımlarının günümüzdeki görünür yüksekliği 200 m den fazladır.

Karst jeomorfolojisi ile ilgili bölümlerde ayrıntılı evriminin açıklandığı Boğazova Polyesi tabanında, daha önceleri yapılmış olan jeofizik ve sondaj çalışmaları (KARANJAC v.d. 1977), vadi tabanında yer alan bu çökellerin genelde kil, silt gibi geçirimsiz ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökeller-

den oluştuğunu, yer yer 200 metreyi aşan kalınlıklara ulaştığını göstermiştir. Boğazova Polye tabanı halen kuzeyden güneye doğru, batıdan; Kavak Dere, Kayanaşı Dere, Kozluca Dere, Tespili Dere, Kocaboğaz Dere ve Kapız Dere, doğudan ise; Kapız Dere, Güneyce Dere, Ahmetboğazı Dere, Kerimin Dere, Kesmelişik Dere, Direzkene Dere, Şarлак Dere ve Kürekli Dere gibi nispeten büyük ondört mevsimlik akarsu ve birçok küçük derenin getirmiş oldukları alüvyonlarla doldurulmaktadır.

Boğazova Polyesini sınırlandıran fayların gerisinde yükselen yamaçlarda, genelde asli şekillerini kaybetmiş fay dikliklerine rastlanmaktadır. Karstlaşma, tektonik ve düşey doğrultulu hareketlerin belli periyodlarda tekrarlanması, buradaki fay dikliklerinin deformasyonuna yol açan en önemli etkenler olarak görünmektedir.

Boğazova Polyesi boyunca, doğudan ve batıdan eğimli, dik yamaçlardan polye tabanına kavuşan akarsuların bazıları, taşımış oldukları sediment yükünü kendi vadilerinin uç noktasında, ova tabanı üzerinde biriktirerek, birikinti yelpazeleri oluşturmuşlardır. Boyuna profillerinin eğimi 10° yi geçmeyen bu yelpazeler, kuzeyden güneye doğru, genelde polye tabanının batı yamaçları önünde kümelenmişlerdir. Bunun nedeni, polyenin batı yamaçlarının nispeten daha dik oluşu ve dik yamaçlar boyunca polye tabanına ulaşan akarsuların debilerinin, polyenin doğu yamaçlarından kavuşan akarsuların debilerinden düşük değerde olmasındandır.

Boğazova Polyesinin güney ucuna doğru yağışlı mevsimlerin sonunda yeraltı suyu seviyesinin yükselmesi ve çevreden vadi tabanına doğru akan Kürekli Dere, Kapız Dere gibi akarsular ile birçok küçük derenin su miktarının artması sonucu 2-3 km²'lik bir alan bataklık haline gelmektedir. Vadi en güneyde Kovada Gölü ile son bulur.

Eğirdir Gölü gibi Kovada Gölü çanağı da tektono-karstik kökenli bir oluşumdur. Su bilançosu genelde Eğirdir Gölü tarafından kontrol edilen Kovada Gölü (KARANJAC v.d. 1977; KOYUNCU, 1985), Kovada hidroelektrik santralleri için çekilen sular, buharlaşma ve karstik boşluklardan dolayı meydana gelen su kayıpları sonucu son 20 yıl içinde büyük bir su kaybına uğramış, su seviyesi giderek düşerek kuruma tehlikesiyle karşılaşmıştır (KARANJAC v.d., 1977; KOYUNCU, 1985; DEĞİRMENÇİ, 1989). Ayrıntılı olarak karst jeomorfolojisi ile ilgili bölümlerde açıklanan bu durum karşısında Kovada Gölü kuzeyinde önceki yıllarda yapılmış olan çalışmalarda saptanan, 0-3 metreler arasındaki göl derinlikleri, Boğazova Polyesinin alüvyal dolgu ile kaplı tabanının en güney ucunu oluşturan, kara parçaları haline geçmişlerdir. Boğazova Polyesi boyunca uzanan su iletim kanalının Kovada Gölüne yaklaşık 500 m kala yönünün değiştirilerek güneybatıya yani Kovada hidroelektrik santrallerine doğru by-pass kanalı halinde akıtılması da, kanalın eski yatağının kurummasına yol açmış ve günümüzde burada yer alan kara alanının oluşmasında etkili olmuştur. Eski göl tabanına ait bu kara alanı yaklaşık 1 km²'lik bir yer kaplamaktadır. Yağışlı devrelerde eski göl tabanı üzerinde oluşan dereciklerin getirdiği sediment yükünün göle yığılması ile güneydoğuya eğimli küçük bir kıyı oku oluşmuştur. Kovada Gölünün kuzey ucu, göldeki su seviyesinin azalması ile beraber gelişmekte olan bataklık bir alanın da izlerini taşımaktadır.

Kovada Gölü kıyıları ince bir örtü halinde killi, kumlu, çakıllı, kavrık unsurların oluşturduğu plaj ile kaplıdır. Gölün güneyinde Denizaltı mevkiinde, kıyıdan geriye doğru 200-300 metrelik bir alan, plaj örtülerinin en geniş yer kapladığı kesimi oluşturur.

Kovada Gölü çevresinde görülen yer şekillerinden birini de göl taraçları oluşturmaktadır. Gölün kuzeybatısında iki

kademe halinde, gölün güney ve güneydoğusunda ise tek kademeli olarak görülen gölsel taraçalar, göl seviyesinden 5 ile 8 m yüksekte yer almakta ve içlerinde bol miktarda gölsel kavkılar bulundurmaktadırlar. Gölsel taraçlar konumları itibariyle, Holosen başından günümüze göl seviyesinde meydana gelen seviye oynamaları sonucu oluşmuşlardır.

Kovada Gölü güneye doğru yaklaşık 1 km²'lik küçük bir alüvyal ova ile karstik platolara doğru geçişlidir.

ÇAYKÖY-AKDOĞAN PLATOSU: Eğirdir gölünün güneydoğusunda yer alan ve genel olarak 1000-1300 metreler arasında uzanan plato görünümlü sahaya biz Çayköy-Akdoğan Platosu adını verdik. Yer yer 1600 metrelere varan tepelik alanların da yer aldığı bu kesim, daha güneyde yer alan ve Yuvalı-Sütçüler Platosu adını verdiğimiz karstik plato alanından; akarsu drenajının yoğunluğu ve platoyu oluşturan kayaçların litolojik farklılıkları nedeniyle görünüm olarak ayrılmaktadır.

Yapısal açıdan ele alındığında bindirmeler ve faylarla kaplı bu alanda, karbonatlı kayaçların meydana getirdiği tepelik kesimler klipleri, klipler arasındaki aşınım uğramış alçakta kalan arazi kesimleri ise pencereleri oluşturmaktadır.

Plato, inceleme alanının kuzeyinde Göktaş köyü civarından başlar, güneye doğru batıdan Tepeli köyü, doğudan ise Dulup Dağı eteklerinde, Karaköykayası Tepe mevkiine kadar olan alanda adeta bir dik üçgen oluşturur.

Çayköy-Akdoğan platosu üzerinde yer alan akarsuların pek çoğu mevsimlik özellikte olup, yağışlı dönemlerde etkin olmaktadır. Bu akarsulardan kuzeyde Karakulak Dere ve Mustan Dere, plato üzerinden aşındırıp, taşıdıkları unsurları Eğirdir Gölüne aktarırken, daha güneyde yer alan akarsuların

aşındırıp, taşıdıkları alüvyal unsurlar, platonun batısında Boğazova Polyesi tabanında birikmektedirler. Muhtemelen daha önceki jeolojik devrelerde Yuvalı - Sütçüler platosu ile bir bütün oluşturan Çayköy - Akdoğan platosu, flüvyal aşınım süreçlerinin özellikle, kırık hatları v.b. zayıf direnç gösteren kesimlerde etkin olması sonucu, bugün üzerinde flüvyal etkinliğin son derece sınırlı görüldüğü ve daha çok karstik süreçler ile aşınımına devam eden Yuvalı - Sütçüler platosundan farklı özelliklere sahiptir. Bu özellikler plato üzerinde yer alan aşınım yüzeylerine ait kademeler ve farklı direnç sahip kayalar üzerinde kurulu vadi şebekelerinin çeşitliliği ile kendini iyice göstermektedir.

Çayköy-Akdoğan platosu üzerinde görülen aşınım yüzeylerine ait parçalar genel olarak iki farklı seviyenin varlığını göstermektedir. Topoğrafik profil serilerinde de gözlenen bu seviyelerden yüksekte kalan parçalara 1400-1600 metreler arasında, Akdoğan köyünün yaklaşık 2 km kuzeydoğusunda karbonatlı kayalar üzerinde rastlanmaktadır. Bu yüzey parçaları, Yuvalı Sütçüler platosu üzerinde yer alan aşınım yüzeyi parçaları ile seviye uygunluğu göstermektedirler. Arazinin yüksek kesimlerinde yer alan bu yüzeylerin korrelat depoları, yer yer inceleme alanının çukur kesimlerinde, inceleme alanı dışında güneybatı ve güneye, Akdenize doğru geniş alanlarda yüzeyleyen, Orta - Üst Miyosen yaşlı denizel konglomeralardır.

Daha alçak seviyedeki aşınım yüzeyi parçalarını oluşturan kesimlere ise, 1000-1300 metreler arasında rastlanır. Göktaş köyü doğusu ve güneyinde, Çayköy'ün kuzeyinde, Akdoğan köyünün kuzeydoğusunda, Akdoğan köyünün 2 km doğusunda ve Tepeli köyünün güneybatısında uzanan alanlarda yer alan alçak seviyedeki aşınım yüzeyi parçalarının korrelat depoları ise, Boğazova Polye tabanını dolduran Pliyo-Kuvaterner yaşlı alüvyonlar olmalıdır.

Çayköy-Akdoğan platosu üzerinde, Ağılıköy'ün doğusunda, Çayköy'ün yaklaşık 2 km güneydoğusunda ve Dulup Dağı eteklerinde yer alan Hacıömerli Tepe doğusunda asılı vadiler gözlenmektedir. Günümüzdeki vadi tabanlarından 20-30 m kadar yüksekte kalmış bu vadilerin tabanları kuru olup, arazinin yakın jeolojik geçmişte yükselme hareketlerine uğradığını kanıtlamaktadır. Aynı şekilde, Çayköy'ün doğusunda, kuzeydoğu-güneybatı doğrultuda uzanan polisiklik kökenli bir boğaz da buradaki arazinin son dönemlerdeki yükselimini destekleyen kanıtlardandır. İçinden Kapız Deresinin aktığı bu boğazın yamaçları farklı eğim değerleri göstererek iki ayrı kademe oluştururlar. Boğazın üst yamaçlarını oluşturan birinci kademe, boğazın tabanına doğru 30° - 35° arasında değişen eğim değerleri gösterirken, boğazın alt yamaçlarının oluşturduğu ikinci kademe 70° - 80° lere varan oldukça dik eğim değerleri oluşturur. Kapız Deresi boğazının tabanında oldukça sık gözlenen eğim kırıklıkları, akarsu akışının yer yer ufak çavlanlar oluşturmaya neden olmuştur. Bütün bu veriler ışığında, yakın jeolojik geçmişte olduğu anlaşılan boğazı, antesedant boğaz olarak tanımlayabiliriz.

Çayköy-Akdoğan platosu üzerinde yer alan vadilerin yamaçları genelde simetrik özelliktedir. Yer yer zeminin direnç farklılıklarının belirgin olduğu yerlerde, asimetrik vadi şekilleri de göze çarpar (Ör: kuzeyde Güneyce Dere, güneyde Doğan Derenin vadilerinde olduğu gibi).

Arazi üzerinde zeminin dirençsiz olduğu kesimlerde yer yer badlands şekillerine de rastlanmaktadır. Örneğin: Güneyce Derenin vadisinin güney yamaçları, seyelan etkisiyle oluşmuş bu gibi şekillerle kaplıdır.

Çayköy-Akdoğan platosu, Çayköy'ün güneyinde yer alan ve kabaca kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanan tabanı alüvyon-

larla kaplı bir flüvyo-karstik depresyon tarafından batıda, Boğazova Polyesine bağlanmaktadır.

YUVALI-SÜTÇÜLER PLATOSU: İnceleme alanının en geniş bölümünü kapsayan ve litolojik özelliklerinden dolayı üzerinde keskin, sarp topoğrafya şekillerinin görüldüğü, akarsu drenajının oldukça seyrek olduğu plato sahasını, Yuvalı-Sütçüler platosu olarak adlandırdık.

Yuvalı-Sütçüler platosu inceleme alanı içinde kuzeyden, Çayköy-Akdoğan platosu, batıdan ise Boğazova Polyesi ve Kovada Gölü ile çevrili bulunmaktadır. Kovada Gölü güneyinde de benzer özelliklerle devam eden Yuvalı-Sütçüler platosu, genelde kuzeydoğudan güneybatıya doğru değişik kademeler oluşturarak, topoğrafya yüzeyinde dalgalı bir görünüm oluşturmaktadır. Bu durum plato üzerinde kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanan fay hatlarının varlığıyla ilgilidir.

Yuvalı-Sütçüler platosu kuzeyde, Dulup Dağı civarında 1500-2000 metreler arasında yükseklik değerlerine ulaşırken, Kovada Gölü-Kocadağ hattının güney ve güneydoğusuna doğru yükselti değerleri 900-1000 metrelere kadar düşmektedir. İnceleme alanının güneyinden Akdenize doğru da gitgide azalan yükselti değerlerindeki bu düşüş, genelde tüm Toros kuşağı boyunca devam etmektedir. Bu durum, Pliyosen sonu ve Kuvaterner'deki düşey doğrultulu hareketler sonucu, Toros kuşağının iç kısımlarındaki dağlık alanları oluşturan kesimlerde yükselme ve genel bir kubbeleşme, buna karşılık Toros kuşağının güneyinde Akdeniz çanağına doğru olan kesimlerin ise bükülme ve eğimlenmesi olayı ile açıklanabilir (DARKOT v.d., 1951; BENER, 1965; ARDOS, 1969, 1979a, 1979b; ERİNÇ, 1970, 1982; ATALAY, 1987).

Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde kuzeyden güneye doğru; Direzkenebeli Dere, Kesmelieşik Dere, Kuru Dere, Di-

rezkene Dere, Yarpuzlu Dere, Şarлак Dere, Kürekli Dere, Sorlu Dere, Küçükergenli Dere, Çatağılkapızı Dere, Kızılöz Deresi, Şeker Dere, Gökpınar Deresi, Kemer Dere, Mersinliboyun Dere, Gökdere, Zengi deresi, Şarderesi, Bağırsak deresi, Zinarderesi gibi genelde birçoğunun zayıf akış özellikleri gösterdiği mevsimlik akarsular bulunmaktadır. Bu akarsular kimi yerde dar ve gelişme gösterememiş vadi yataklarında akarlar. Karbonatlı kayalar içinde açılmış vadi yatakları, "V" profilli vadi şekilleri gösterirken, aşınım dirençsiz kayalar ile karbonatlı kayaların kontak noktaları boyunca akan akarsular, asimetrik vadi şekilleri oluşturmuşlardır (Ör: Yuvalı - Sütçüler platosunun doğu ve güneybatı kesimlerinde görüldüğü gibi).

Plato üzerinde vadi şekilleri dışında göze çarpan şekillerden biri de sel yarıntılarıdır. Seyelan etkisi ile genelde aşınım dirençsiz kayalar ve eğimli yamaçlar üzerinde görülen bu şekiller, kuzeyden güneye doğru; Dulup Dağı doğu yamaçlarında, Aksak köyünün kuzeydoğusundaki alanlarda, Kızıl Tepenin batı yamaçlarında, Yuvalı köyünün 2 km güneydoğusundaki yamaçlarda, Kocadağ'ın kuzeydoğusunda yer alan Eskisar Uvalası taban dolgusu üzerinde ve Taşpınar köyünün kuzeydoğu, doğu ve güneydoğusundaki yamaçlarda dikkati çekmektedirler.

Yuvalı-Sütçüler platosunda değişik yükselti kademelerinde, aşınım yüzeyi parçalarının varlığı tespit edilmiştir. Platonun kuzeyinde Dulup Dağı çevresinde 2050-1950 metreler arasında uzanan aşınım yüzeyi dışında, 1700-1200 metreler arasında uzanan ikinci bir aşınım yüzeyi seviyesi ayırt edilmiştir.

2050-1950 metreler arasında yer alan aşınım yüzeyinin, inceleme alanında yapılan profil analizleri, saha çalışmaları ve bölgede yapılan çalışmalar (EROL, 1984, 1987, 1989, 1990a,

1991) dikkate alınarak, Orta Miyosen yaşında olabileceği düşünülmektedir.

1700-1200 metreler arasında uzanan ikinci aşınım yüzeyi seviyesi ise, Yuvalı-Sütçüler platosunun kuzeyinden güneybatıya doğru, kademeler halinde alçalıp, eğimlenerek uzanmaktadır. Bu yüzeyin yine bölgede yapılan çalışmalar (EROL, 1984, 1987, 1989, 1990a, 1991a) dikkate alınarak Üst Miyosen yaşında olabileceği, yüzeyin Miyosen sonrası dönemlerde gelişen faylanmalar (özellikle kuzeybatı-güneydoğu yönlü faylanmalar) sonucu parçalanarak kademeler oluşturduğu, Pliyosen sonu ve Kuvaterner dönemlerindeki düşey doğrultulu hareketlerin etkisi ile kabaca güneye, Akdeniz'e doğru eğimlendiği söylenebilir.

Gerek Orta Miyosen, gerekse Üst Miyosen aşınım yüzeylerine ait korrelat depolar, çevredeki çukur alanlarda ve özellikle güneyde, Antalya havzasında depolanan Gökdere Formasyonunun konglomeratik seviyeleridir.

Neotektonik dönemdeki düşey doğrultulu hareketlerin önemli kanıtlarından olan asıllı vadiler ve akarsu taraçaları, Yuvalı-Sütçüler platosunun değişik kesimlerinde bulunmaktadır.

Asıllı vadiler; kuzeyden güneye doğru, Dulup Dağının batısında, Aksak köyünün batısında, Yuvalı köyünün batısında, Akbelenli köyü güneydoğusunda, Taşpınar köyünün kuzeydoğusunda, Karadiken köyünün güneydoğusunda, Sütçüler ilçesine bağlı Yenimahalle köyünün kuzeybatısında, Sülüközü Tepenin kuzeybatısı ve güneyinde, Sütçüler ilçesinin kuzeydoğusunda uzanan tepelik alanın üzerinde yer almaktadırlar. Asıllı vadiler birçok kesimde asli konumlarını kaybederek eğimlenmişlerdir.

Akarsu taraçaları ise, özellikle platonun doğu ve batısındaki çukur kesimlerde gelişmiş akarsu vadilerinin kenarlarında yer alan birikim şekillerindendir. Taraalardan bazılarının iki, hatta üç değişik kademe oluşturdukları görülmektedir (r: Yuvalı köyünün doğusunda yer alan vadinin taraçaları).

Gerek asılı vadilerin konumlarındaki değişiklikler, gerekse akarsu taraalarındaki seviye farklılıkları, çarpılma ve eğimlenmeler, arazinin son dönemlerde de aralıklı olarak yükselme hareketlerine uğradığını kanıtlamaktadır.

Yuvalı-Sütçüler platosunda dikkati çeken diğer birikim şekillerine örnek olarak, birikinti yelpazeleri ve yamaç döküntüleri gösterilebilir.

Plato üzerinde başlıca iki yerde görülen birikinti yelpazeleri, (Serpil köyü güneydoğusundaki Kurucaova Uvalası tabanı üzerinde ve Taşpınar köyü kuzeybatısında), günümüzde kuru vadi özelliğinde olan vadilerin, yakın bir geçmişte yataklarındaki akarsuların taşıdıkları alüvyal malzemeyi karstik ova tabanlarına yığmaları ile oluşmuşlardır. Halen, yağışlı mevsimlerdeki seyelan etkisi ile çevreden toplanan alüvyal malzemeler, zaman zaman birikinti yelpazeleri üzerine eklenmektedir.

Plato üzerinde, dik yamaçlardaki karbonatlı kayaçların çözülerek parçalanması sırasında meydana gelen çeşitli boyutta ve genellikle köşeli unsurlardan oluşmuş enkaz, yerçekimi etkisi ile yamaçların eteklerinde st üste yığılarak döküntü yığınları oluşturmuşlardır. Yamaç döküntüsü adı verilen bu yerşekilleri, Dulup Dağının doğusunda; Direzkenebeli Dere vadisinde, Dulup Dağının batı eteklerinde ve Yeniky'n kuzeybatısında yer almaktadırlar.

2. KARST JEOMORFOLOJİSİ

İnceleme alanının jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerini birimlere ayırarak, önceki bölümlerde kısaca açıklamaya çalıştık. İncelememizin asıl konusu olan karst jeomorfolojisi ile ilgili çalışmalarımızı bundan sonraki bölümlerde ve belirli bir sistematik içerisinde inceleyeceğiz.

2.1. Karstlaşma ve Karstlaşmaya Etki Eden Faktörler

Yeryüzünde karstik alanlar, bu alanlardaki karstlaşma olayları ve karstlaşmaya etki eden faktörler çok çeşitlidir. Karstik bölgelerde karstlaşmaya neden olan etkenlerin değişiklikler göstermesi, karst konusunda farklı bölgelerde çalışan araştırmacıların, karstlaşmaya etki eden faktörleri de farklı guruplara ayırarak sınıflandırmalarına neden olmuştur.

Karstlaşmaya etki eden faktörler, incelemesi yapılan alanın bulunduğu çevrenin değişik birçok özelliğine bağlı olarak önem sıralarını değiştirebilmektedirler. Bu bakımdan incelememize konu olan karstik alanın özellikleri ve çevre koşullarını dikkate alarak, burada yer alan karstlaşmayı aşağıda sıraladığımız guruplandırma çerçevesinde inceleyebiliriz;

- 1- Litolojik ve Yapısal Faktörler
- 2- Jeomorfolojik Faktörler
- 3- İklim Faktörü
- 4- Toprak ve Bitki Örtüsü Faktörü
- 5- Zaman Faktörü
- 6- Karstlaşma-Akarsu ilişkileri ve Yeraltı Suyu Özellikleri

2.1.1. Litolojik ve Yapısal Faktörler

Karstlaşmanın oluşabilmesi için en önemli ve temel şartlardan birisi; eriyebilen bir kayacın varlığı, dolayısı

ile kayacın litolojik özelliğidir. Ayrıca karstik alanlarda yer alan tabakalar, kırık hatları (diyaklazlar, faylar) gibi yapısal süreksizlikler ile kıvrımlar ve inceleme sahasını etkileyen düşey doğrultulu hareketler karstik gelişimde etkili parametreleri oluşturmaktadırlar.

Karstlaşmaya uygun eriyebilen kayaçların stratigrafik konumlarını, oluştukları ortamı, kimyasal ve petrografik bileşimlerini içeren litolojik özellikler, bölgeden bölgeye ve hatta aynı bölge içinde kısa uzaklıklar arasında dahi farklılıklar göstermektedir. Bu durum doğal olarak adı geçen kesimlerde karstlaşmanın ve karstik şekillerin gelişimlerinin de farklı olmalarına yol açmaktadır.

Herhangi bir karst alanında, karstlaşmaya uygun karbonatlı kayaçların yayılımları, tabaka kalınlıkları, bu tabakaları alttan ve üstten sınırlayan geçirimsiz formasyon serilerinin varlığı veya yokluğu, karst taban seviyesinin konumu gibi kavramları oluşturan stratigrafik konum ve karstik kayaçların oluştukları ortamı yansıtan fasiyes özellikleri, karstlaşmanın gelişimi ve yoğunluğu üzerinde etkili olan parametrelerdendir.

İnceleme alanı üzerinde yer alan karbonatlı kayaçlar, değişik kalınlık ve yayılış özellikleri göstermektedirler. Ayrıca bu kayaçlar üzerinde gelişen karstlaşma, arazinin farklı kesimlerinde değişik seviyelerde yer alan geçirimsiz kayaçlarca karst taban seviyesi oluşturulmak suretiyle kontrol altında tutulmaktadır.

İnceleme alanındaki karbonatlı kayaçlar içinde en fazla kalınlığa sahip birimi, Alakilise Formasyonuna ait denizel kireçtaşları oluşturmaktadır. Batı Toros'lar genelinde 1000-1500 metreler arasında değişen kalınlıklara sahip bu birim, inceleme alanında 100-800 metreler arasında değişen kalınlıklara ulaşmaktadır.

İnceleme alanı içerisinde en fazla yayılıma da sahip olan Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları üzerine jeolojik devirler boyunca birçok formasyon yerleşmiş olmasına rağmen, bu kayalar bölgede gelişen tektonik aktivite ve aşınım olayları sonucu günümüzde, çıplak arazi halinde en yüksek kesimleri oluşturmaktadırlar.

Gerek formasyon kalınlığı, gerekse yayılım alanının genişliği karstlaşma açısından son derece elverişli olan Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları üzerinde gelişmiş karstik şekiller, formasyonun kalınlığının arttığı kesimlerde yoğunlaşmakta (ör: Dulup Dağı çevresi ve güneyi, Akgöynük Tepenin çevresi, Kocadağ'ın çevresi ve Kovada Gölü güneyinde olduğu gibi), dolayısı ile bu kesimlerde, tabandan karstı sınırlayan ve karst taban seviyesini oluşturan geçirimsiz formasyonların, diğer kesimlere oranla, buralardaki karstlaşmayı daha derinlerde kontrol edebilmeleri mümkün olmaktadır. Karst taban seviyesini oluşturan geçirimsiz formasyonların üzerinde yeterli kalınlığa ulaşamayan Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları ise karstik şekillerin çeşitliliği ve gelişimi yönünden olumsuz özelliklere sahip kesimleri oluşturmuş, buralarda karst, derinlemesine gelişme olanağı bulamamıştır (ör: Çayköy-Akdoğan platosu, Sütçüler ilçesinin kuzeyindeki kesim, Köyyeri mahallesinin batısı ve güneyinde olduğu gibi).

İnceleme alanı içerisinde Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları dışında yer alan karbonatlı kayalar, birçok parametre yanında, stratigrafik konum özellikleri nedeniyle de karstlaşma açısından elverişlilik oluşturmaktadırlar.

Buna karşılık bazı karbonatlı kayalar bölge genelinde karstlaşma için uygun kalınlıkta olmalarına rağmen, inceleme alanı içinde, gerek yayılım alanlarının darlığı, gerekse kalınlıklarının düşük değerler oluşturmaları sonucu, karstlaşmanın gelişimine olanak vermemektedirler (ör: Dulup Dağı

kuzey etekleri, Sağrak köyü batısı ve güneyinde yer alan Beydağları Formasyonuna ait kireçtaşları).

Bazı formasyonları oluşturan karbonatlı kayaçlar ise, yayılım alanları bulsalar dahi, gerek formasyon kalınlıklarının düşük oluşu, gerekse kimyasal bileşimlerinin farklılaşması sonucu, karstlaşmanın gelişimi açısından elverişli değildirler. Bu kayaçların üzerinde ancak, yamaç dolinleri ve bazı lapyta çeşitleri gelişebilmektedir (Ör: Yuvalı köyünün çevresi, Ortakızıl Tepenin batısı ve Kocadağ'ın kuzeyinde yer alan Menteşe Formasyonunu oluşturan dolomitik kireçtaşları).

Bölge genelinde büyük kalınlıklara ulaşan Gökdere Formasyonu gibi denizel konglomeratik kayaçlar ise, jeolojik özellikler bölümünde de açıklandığı gibi, genel olarak karstik özellikte olmalarına rağmen içerdikleri çakılların ve çimento maddelerinin farklı orijinli olmaları, CaCO_3 oranı açısından yeterince saf olmamaları sonucu yüzeysel karstik şekillerden çok yeraltı karstik şekillerin gelişimine uygun özellikler taşımaktadırlar. Bu nedenle inceleme alanında sınırlı yayılıma sahip ve yeterli kalınlığa ulaşamamış Gökdere Formasyonu, karstik şekiller yönünden de sınırlı örnekler sunar (Ör: Yukarıgökdere köyünün güneyi, Katmertepesi'nin kuzeyi, Sağrak köyünün güneyi ve Sütçüler ilçesine bağlı Yenimahalle'nin batısındaki alanlar).

Diğer karbonatlı kayaçlar ise, inceleme alanındaki geçirimsiz formasyonları oluşturan melanj serilerinin ve rift çökellerinin bünyelerinde yer alan, gerek bileşimleri, gerekse kalınlık ve yayılımları açısından, karstik şekillerin gelişimine elverişli olmayan kayaçlardır. Bu kayaçlar üzerinde seyrek olarak basit lapyta şekilleri gözlenmektedir (Ör: Çayköy-Akdoğan Platosu, Sipahiler köyünün yakın çevreleri ve Sipahiler köyü-Sütçüler ilçesi arasında kalan alanlarda görüldüğü gibi).

İnceleme alanındaki karbonatlı kayalar üzerinde gelişen karstlaşmayı sınırlandıran ve karst taban seviyesini oluşturan geçirimsiz birimler; Yılanlı Grubunu oluşturan kayalar, Ispartaçay Formasyonunu oluşturan kayalar, ofiyolitik kayalar ve Söbütepe Formasyonunu oluşturan kayaların meydana getirdikleri ve kısaca rift çökelleri olarak adlandırılan kayaç topluluklarıdır. Adı geçen bu geçirimsiz birimler, inceleme alanındaki karstlaşmayı, karst taban seviyesi oluşturarak kontrol etmektedirler. Bu birimlerin inceleme alanı üzerinde farklı seviye ve konumlarda bulunmaları, karbonatlı kayaların üzerlerindeki şekillerin gelişimlerini de farklı etkilemekte, yeraltı su seviyeleri, bu geçirimsiz kayalara bağımlı olarak yerel seviyeler oluşturmaktadırlar.

Araştırmalara göre, yeryüzünde denizel fasiyeste oluşmuş karbonatlı kayalar, tatlısu fasiyesinde oluşmuş karbonatlı kayalara oranla karstlaşma açısından daha etkin litolojileri oluşturmaktadırlar (JENNINGS, 1985).

İnceleme alanında yer alan karbonatlı kayaların tamamı, denizel fasiyeste oluşmuş karbonatlı kayalardır. Ancak pelajik, hemipelajik ve neritik özelliklere sahip bu kayalarda, yanal ve dikey fasiyes değişimlerinin kireçtaşı düzeylerinin bileşimlerini etkilediği (petrografik ve kimyasal bileşimde görülen farklılıklar) ve bu nedenle karstlaşmada etkili olduklarını söyleyebiliriz.

Karstlaşmanın temel şartı olan, eriyebilen bir kayanın varlığı prensibi, litolojik özellikleri araştırılan karstik alanlarda öncelikle karstik kayaların kimyasal bileşimlerinin bilinmesini gerekli kılmaktadır.

Bilindiği gibi doğada karstlaşmaya ve karstik şekillerin gelişimine en uygun kayaları kireçtaşları (CaCO_3) oluşturmaktadır. Karstik bölgelerde karstlaşmaya uygun karbonatlı kayalarda CaCO_3 oranı, % 90'ın üzerindedir. CaCO_3 oranının

% 60'ın altına düştüğü kesimlerde, karstlaşma ve karstik şekillerin gelişimi, yoğunluğunu ve şiddetini kaybeder.

Karstlaşmada, karbonatlı kayaçların içerdiği ve karstlaşmanın gelişimini etkileyen CaCO_3 dışında, kayaçların yapılarındaki MgCO_3 oranı da önemli bir faktördür. MgCO_3 , CaCO_3 'e oranla daha çabuk erir. Dolayısı ile yapısında MgCO_3 bulunan dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) ve dolomitik kireçtaşları, kireçtaşlarından daha dirençli olmalarına rağmen, kireçtaşlarına oranla daha çabuk erimektedirler. Böylece dolomit ve dolomitik kireçtaşları üzerinde gelişen lapyra gibi küçük yüzeysel karstik şekiller henüz oluşum aşamasında iken, çözülme olayları sonucu süratle tahrip olurlar. Dolomit ve dolomitik kireçtaşları üzerinde bu nedenlerle, yüzeysel karstik şekillerden çok, yeraltı karstik şekiller gelişme göstermektedir (CASTANY 1969; YALÇINLAR, 1969; ERİNÇ, 1971; SWEETING, 1973; JENNINGS, 1985; ÜŞENMEZ, 1985; WHITE, 1988; ÖZTAŞ, 1988; FORD v.d., 1989). Ayrıca karbonatlı kayaçların yapılarında fazla miktarda yabancı maddeler (Ör: Kil) bulunması da karstlaşmaya engel oluşturmaktadır (İNANDIK, 1962; BENER, 1965; ERİNÇ, 1971; GÜNEYSU, 1987).

İnceleme alanı ve yakın çevresinde kayaçların yapılarında içerdikleri CaCO_3 ve MgCO_3 oranları da değişiklikler göstermektedir (Tablo 1). Tablo 1'de de görüldüğü gibi inceleme alanının karstlaşmaya uygun karbonatlı kayaçları genelde Mesozoyik yaşlı kayaçlardan meydana gelmiştir. İncelememizin odak noktasını oluşturan, yoğun karstlaşma ve gelişmiş karstik şekillerin görüldüğü birimi, Alakilise Formasyonuna ait denizel kireçtaşları oluşturmaktadır.

Bu birim, % 60'ı aşan ve genelde % 90'ın üzerinde CaCO_3 içeren kimyasal bileşimiyle karstik şekillerin gelişimine uygun özelliktedir. Ancak başta da söylediğimiz gibi, kimyasal bileşimi karstlaşmaya uygun olmasına rağmen, petrografik özellikler, stratigrafik konum vb. parametrelerin farklılıkları sebebi ile, inceleme alanında Alakilise

formasyonu üzerinde her kesimde, yoğun karstik şekiller gözlenememektedir.

Tablo 1'de açıklandığı gibi Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları üzerinde Dulup Dağı çevresinde (Örnek No: 4-8), Yuvalı köyünün kuzeybatısında yer alan Alıçdağı T. çevresinde (Örnek No: 5), Kovada Gölü doğusu ve Kocadağ çevresinde (Örnek No: 12-13) ve Kovada Gölü güneyinde (Örnek No: 17) yoğun karstlaşma ve karstik şekiller görülürken, yine aynı formasyona ait kireçtaşları üzerinde; Direzkenebeli Derenin vadisinin yamaçlarında (Örnek No: 3), Aksakköy'ün batısı ve kuzeybatısında (Örnek No: 6-7), Kovada Gölünün batısında (Örnek No: 15) ve Sütçüler ilçesinin kuzeybatısında yer alan Şarderesi'nin vadisinin yamaçlarında (Örnek No: 18) olduğu gibi karstlaşmanın şiddetini kaybettiği, karstik şekillerin, karakteristik şekil oluşturmamış oldukları gözlenmektedir.

Karstlaşmanın yeterince gelişemediği bu kesimlerden aldığımız kaya örneklerinin jeokimyasal analizleri sonucunda, bazı örneklerde Alakilise Formasyonunu oluşturan kireçtaşlarının bileşimlerindeki CaCO_3 oranının düşerek, MgCO_3 oranının arttığı, dolayısı ile bu kesimlerde kireçtaşlarının dolomitleşme özelliği gösterdiği görülür (Örnek No: 3-6-15). Bazı kesimlerde ise, kayacın yapısında killi unsurlar ve/veya erimeyen yabancı maddeler bulunmaktadır (Örnek No: 6-7-18).

Tablo 1: Kovada Gölü Doğusu ve Yakın Çevresinde Yer Alan Karbonatlı Kayaçların Kimyasal ve Petrografik Özellikleri

ÖRNEK NO	FORMASYON ADI	ALINDIĞI YER	KİMYASAL BİLEŞİM			DOKU BİLEŞENLERİ			KAYA TÜRÜ	KARSTLAŞMA
			CaCO ₃ (%)	MgCO ₃ (%)	DİĞER (%)	Karbonat Çamuru	Tane Tipi	Açık Gözenek		
1	Neritlik Kçt. (K ₂ 26a)	Eğirdir İlçesi Batısı	90.78	1.25	7.97	Mikrit	% 15 Fosil	% 3	Seyrek Biyomikrit	Kısmi Karst
2	Yılanlı Grubu (R ₂ JKa)	Akdoğan Köyü Kuzeydoğusu	67.64	31.14	1.22	Mikrit	-	% 4	Kireçli Dolomit	Kısmi Karst
3	Alakilise Formasyonu (J-K)	Dizekenebeli Dere Vadi Yamacı	55.18	40.75	4.07	Mikrit	-	% 3	Kireçli Dolomit	Kısmi Karst
4	Alakilise Formasyonu (J-K)	Bozburun Tepe Güneydoğusu	87.22	1.88	10.90	Mikrit	% 15 Fosil	% 8	Seyrek Biyomikrit Kçt.	Yoğun Karst
5	Alakilise Formasyonu (J-K)	Alıçdağı Tepe Batısı	90.33	1.46	8.21	Mikrit	% 5 Fosil	% 2	Dismikrit Kçt.	Yoğun Karst
6	Alakilise Formasyonu (J-K)	Aksakköy Kuzeybatısı	87.22	2.40	10.38	Mikrit	% 10 Pellet	% 3	Dolomitli Pelmikrit Kçt.	Kısmi Karst
7	Alakilise Formasyonu (J-K)	Aksakköy Batısı	89.00	1.88	9.12	Mikrit	% 20 Fosil	% 3	Dolomitli Biyomikrit Kçt.	Kısmi Karst
8	Alakilise Formasyonu (J-K)	Armutluyurt Tepe Güneyi	90.78	1.67	7.55	Mikrit Sparit	-	% 4	Dismikrit Kçt.	Yoğun Karst
9	Menteşe Formasyonu (R ₃ 2-3)	Armutluyurt Tepe Güneybatısı	56.96	40.54	2.50	Mikrit	% 25 Intraklast	% 3	Dolomitik İntramikrit Kçt.	Kısmi Karst
10	Pelajik Plaket Kçt. (R ₂₋₃ a3)	Sipahiler Köyü Batısı	94.34	1.56	4.10	Mikrit	% 30 Fosil	% 2	Seyrek Biyomikrit Kçt.	Kısmi Karst
11	Menteşe Formasyonu (R ₃ 2-3)	Eskisar Uvalası Doğusu	65.86	31.97	2.17	Mikrit	% 30 Intraklast	% 5	Dolomitik İntramikrit Kçt.	Kısmi Karst
12	Alakilise Formasyonu (J-K)	Armutlusivri Tepe Doğusu	90.78	1.46	7.76	Mikrit Sparit	% 10 Fosil	% 1	Dismikrit Kçt.	Yoğun Karst
13	Alakilise Formasyonu (J-K)	Kocadağ Güneybatısı	92.56	1.88	5.56	Mikrit	% 50 Fosil	% 2	İstiflenmiş Biyomikrit Kçt.	Yoğun Karst
14	Pelajik Kçt. Karmaşası (R ₂₋₃ a5)	Torlu Tepe Kuzeyi	45.39	0.41	54.20	Mikrit	% 10 Fosil	% 2	Seyrek Biyomikrit Kçt.	Kısmi Karst
15	Alakilise Formasyonu (J-K)	Kovada Gölü Batısı	55.18	43.36	1.46	Sparit	-	% 3	Kireçli Dolomit	Kısmi Karst
16	Menteşe Formasyonu (R ₃ 2-3)	Denizaltı Mvk. Doğusu	90.78	3.44	5.78	Mikrit Sparit	-	% 3	Dolomitli Dismikrit Kçt.	Kısmi Karst
17	Alakilise Formasyonu (J-K)	Kovada Gölü Güneyi	89.00	1.35	9.65	Mikrit	% 60 Fosil	% 2	İstiflenmiş Biyomikrit Kçt.	Yoğun Karst
18	Alakilise Formasyonu (JK)	Şarderesi Vadi Yamaçları	90.78	1.14	8.08	Mikrit	% 30 Fosil % 10 Pellet	% 2	Seyrek Pelbiyomikrit Kçt.	Kısmi Karst

İnceleme alanında yaygın ve gelişmiş karstlaşmanın görüldüğü Alakilise Formasyonu dışında, farklı parametrelerin etkisi altında karstlaşmanın gelişemediği veya az geliştiği karbonatlı kayalar da bulunmaktadır. Bu kayaların hemen hepsindeki ortak özellik, çalışma alanı içerisinde karstlaşmanın gelişebileceği kalınlıkta olmamaları ve/veya geçirimsiz formasyonların oluşturduğu birimler tarafından tabandan sınırlandırılmış olmalarıdır. Ayrıca bu kayaların içlerinde yer alan CaCO_3 oranları, Alakilise Formasyonuna oranla, genelde düşük değerler göstermektedir.

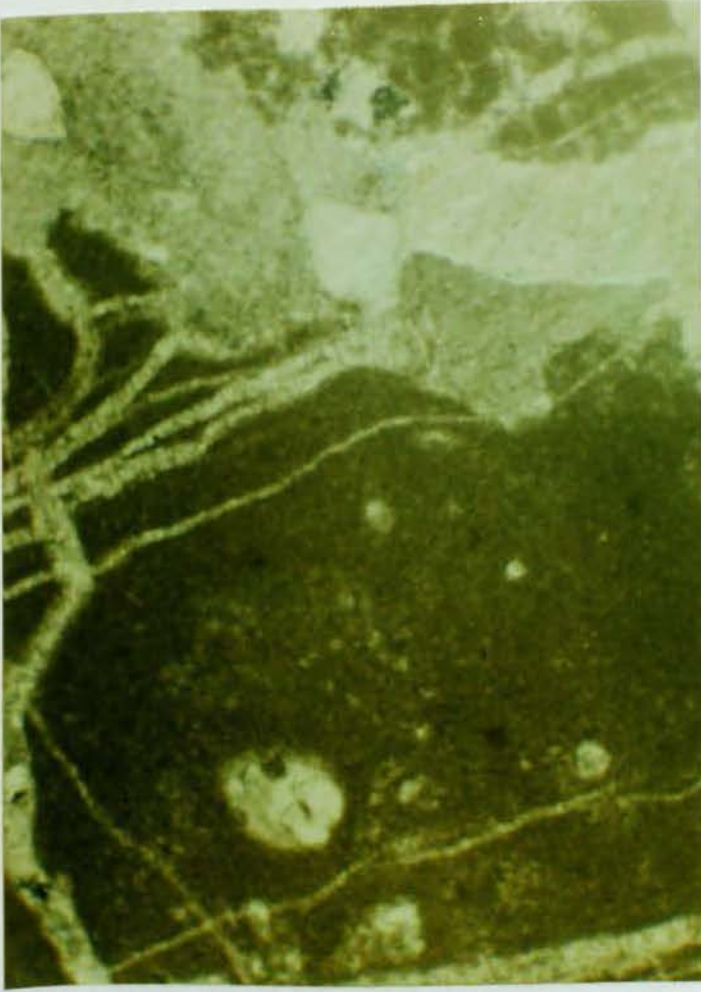
İnceleme alanı üzerinde karstlaşmanın gelişemediği veya kısmen geliştiği karbonatlı kayalar Tablo 1'de görülmektedir. Bu kayaların mostra verdiği, farklı kesimlerden alınan örneklerin jeokimyasal incelemelerinde; Armutluyurt Tepenin güneybatısında ve Kocadağ'ın kuzeyinde, Eskişar Uvalasının doğusunda yer alan Menteşe Formasyonuna ait karbonatlı kayaların (Örnek No: 9-11) kimyasal bileşimlerinde içerdikleri CaCO_3 oranının düştüğü, MgCO_3 oranının arttığı ve kireçtaşlarının dolomitik özellik kazandığı görülmektedir.

İnceleme alanı üzerinde karstlaşmaya uygun olmayan ve geçirimsiz formasyonları oluşturan birimler içerisinde yer yer karbonatlı kayalardan oluşmuş mostralara da bulunmaktadır. Önemli bir kalınlığa ve yayılıma sahip olmayan bu kayalar, kimyasal bileşimleri bakımından CaCO_3 oranı düşük, MgCO_3 ve/veya yabancı madde oranı yüksek değerler oluşturmaktadırlar. Bu durum Yılanlı Gurubunu oluşturan kayalar içinden, Akdoğan köyünün kuzeydoğusundan alınan örnek (Örnek No: 2) ve Ispartaçay Formasyonunu oluşturan kayalardan Torlu Tepenin kuzeyinden alınan örneklerde (Örnek No: 14) kendini göstermektedir. Bu kesimlerde karstlaşma, birkaç lapyalı şekli dışında gelişme gösterememiştir.

Bilindiği gibi, karbonatlı kayaların petrografik özellikleri ile karstik şekillerin oluşumu ve gelişimi

arasında yakın ilişkiler bulunmaktadır. Karst konusunda çalışan araştırmacılarca yapılan araştırmalara göre, karbonatlı kayaçların dokusal bileşenlerini oluşturan karbonat çamuru (matriks), tane tipi (allokem'ler) ve gözeneklilik (porozite) gibi kavramların değişik özelliklerine bağlı olarak karstlaşma, dolayısı ile karstik şekillerin gelişimi hız kazanmaktadır (BENER, 1965; CASTANY, 1969; ERİNÇ, 1971; EROSKAY, 1978; SİPAHI, 1984; JENNINGS, 1985; NAZİK, 1985, 1992; ÖZTAŞ, 1988; WHITE, 1988; PFEFFER, 1989). Bu araştırmalardan kısaca şu sonuçların ortaya çıktığını görürüz:

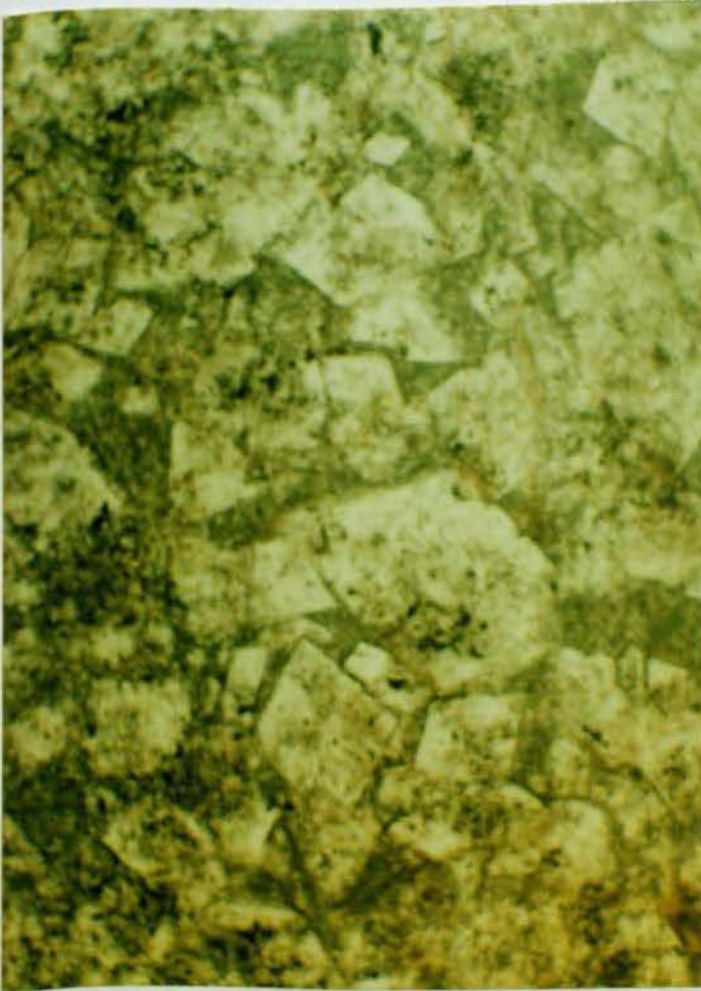
- 1- Mikritik dokuya sahip karbonatlı kayaçlar, sparitik dokuya sahip karbonatlı kayaçalardan daha fazla erimekte-dirler.
- 2- Dismikritik yapı karstlaşmanın gelişmesi yönünden daha uygun özelliğe sahiptir.
- 3- Karbonatlı kayaçların dokularında yer alan allokem'ler (fossil, oolit, intraklast, pellet) erimeye uygun ortam oluşturmaktadırlar.
- 4- Karbonatlı kayaçların yeniden kristallenmeleri (re-kristalizasyon), kayaçların saflaşmalarına neden olduğundan, bu gibi kayaçlarda erime, dolayısı ile karstlaşma artmaktadır.
- 5- Karbonatlı kayaçların yapılarında bulunan kil, mil gibi yabancı maddelerin oranı arttıkça geçirimsizlik azaldığından, bu gibi kayaçların karstlaşmaya uygunluğu da azalmaktadır.
- 6- Karbonatlı kayaçların yapılarındaki açık porozite oranı arttıkça, geçirimsizlik ve karstlaşma da artmaktadır.



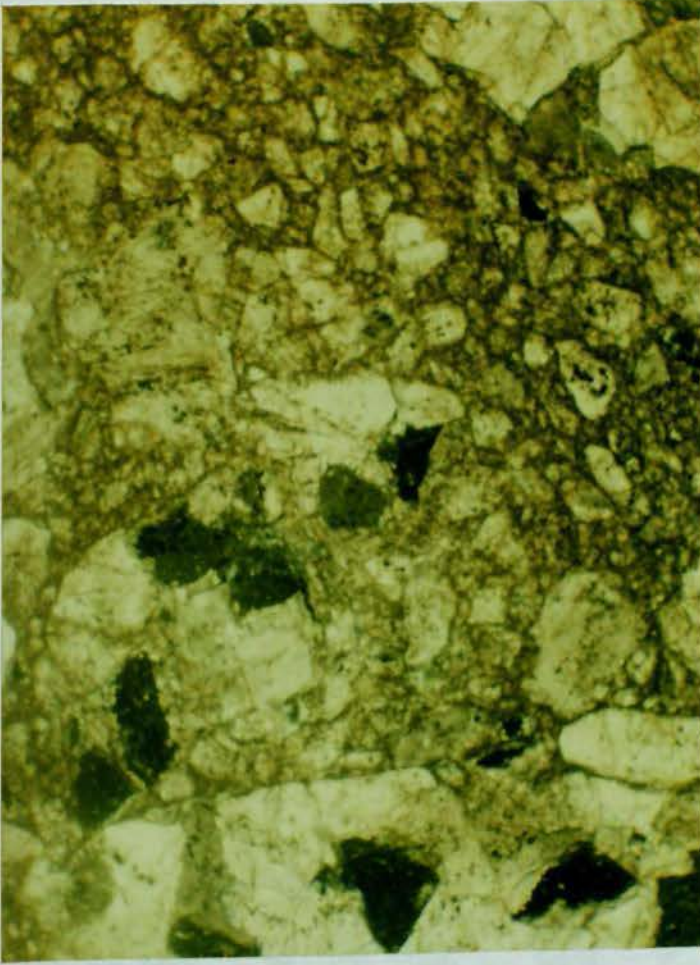
1 mm

Foto 1: Seyrek Biyomikrit Kçt.

Mikritik kütle içerisinde fosiller ve yeniden kristallenme sonucu, ikincil kalsit kristalleri ile doldurulmuş çatlaklar görülüyor. Çatlakların içerisinde yer yer yaprağımsı kalsit kristalleri var. İnce kesit örneğinin % 40'ını oluşturan çatlaklar düzensiz saçılmış ve inceden kalına doğru üç farklı genişlik gösteriyorlar. Kalın olan çatlak içerisinde spari kalsit kristalleri gelişmiş. Açık porozite; % 3'ten az (Örnek No: 1).

Foto 2: Kireçli Dolomit

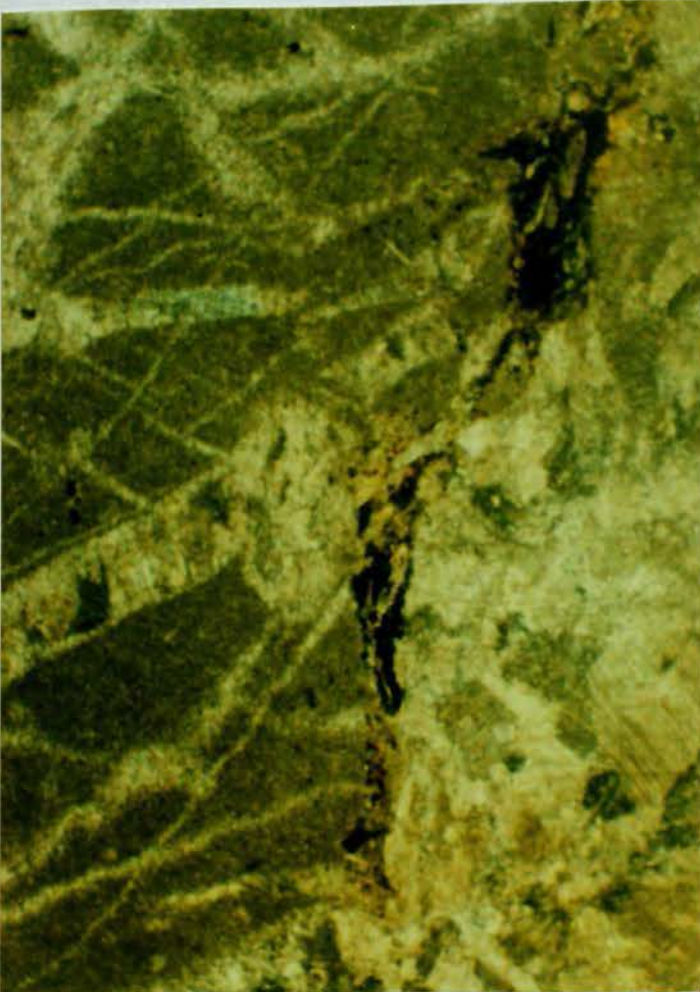
Mikritik ana kütle içerisinde yer alan; şeker dokulu, eş taneli, yarı öz şekilli dolomit kristalleri görülmektedir. Olasılıkla dolomitleşme hızlı gelişmiştir. Boşlukların yer yer killiyle doldurulmuş olduğu bu ince kesitte, açık porozite oranı; % 4 civarındadır (Örnek No: 2)



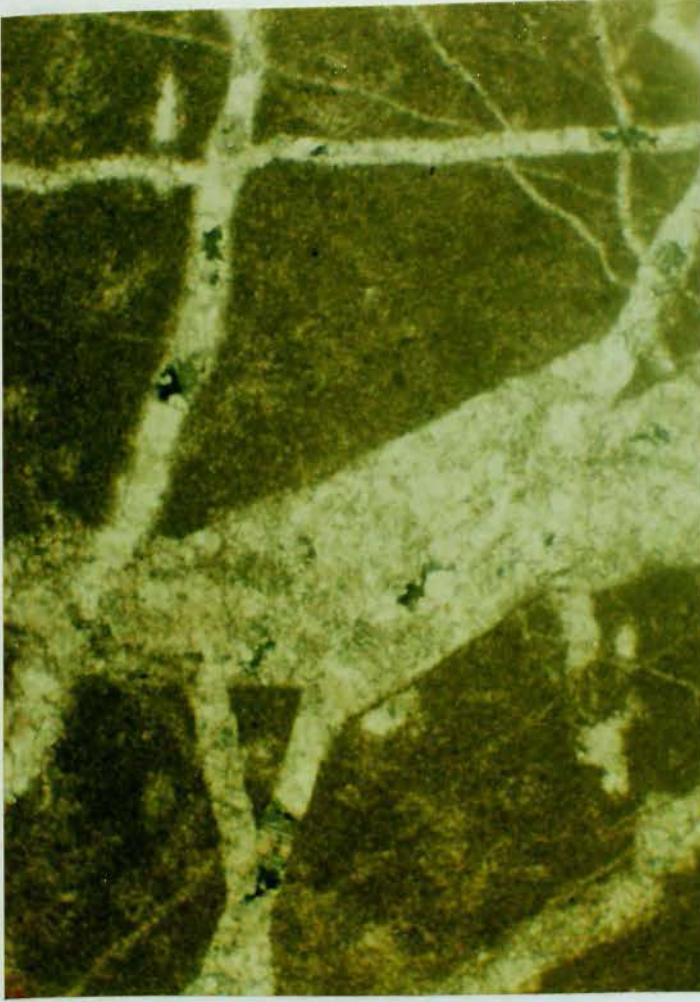
1 mm

Foto 3: Kireçli Dolomit

Mikritik ana kütle içerisinde yer alan; irili ufaklı tanelerden oluşmuş dolomit kristalleri görülmektedir. İnce kesitin tamamında orta taneli kristaller çoğunluktadır. Fotoğrafta da görüldüğü gibi ince, düzensiz çatlaklar, taneler arasında saçılmış haldedir. Açık porozite oranı; % 3'tür (Örnek No: 3).

Foto 4: Seyrek Biyomikrit Kç.

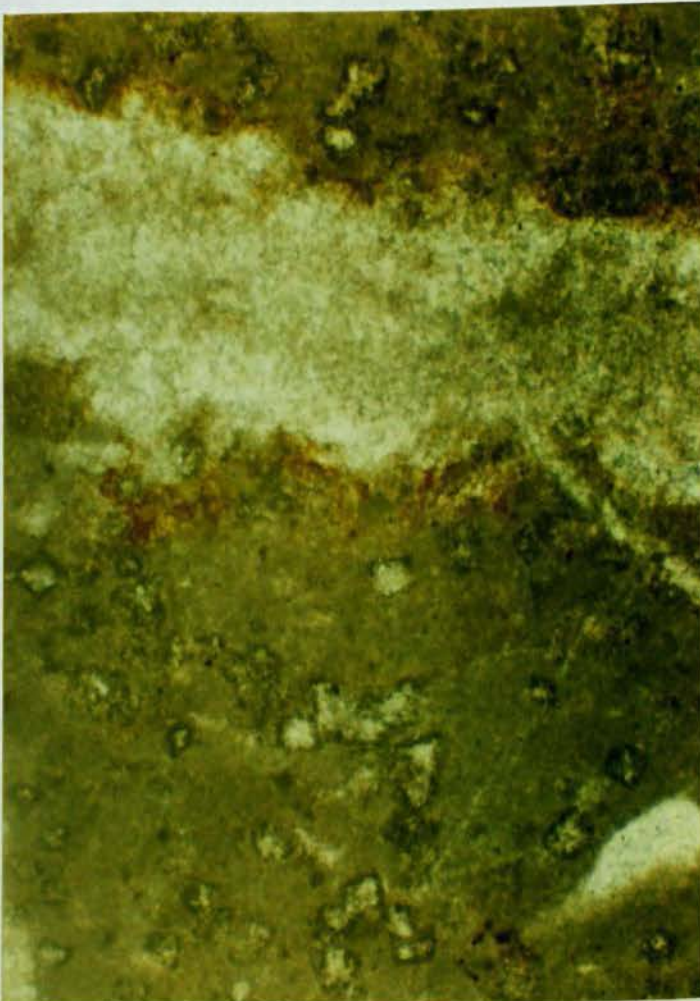
İçerisinde yer yer fosillerin görüldüğü mikritik ana kütle, birbirleriyle çakışan çatlak sistemleri ile farklı yönlerde kesildiği görülüyor. Genelde kalın olan bu çatlakların içleri yeniden kristallenme sonucu, iri kalsit kristalleri ve yaprağımsı kalsit kristalleri ile doldurulmuş durumdadır. Çatlaklar, ince kesit örneğinde görüldüğü gibi; % 60-70'lere varan oranlarda gözleniyorlar. Doldurulmamış çatlakların iç kesimlerinde görülen, demirli kil jelleri güncel karstlaşmaya tipik bir örnek oluşturuyor. Açık porozite oranı; % 8 civarındadır (Örnek No: 4).



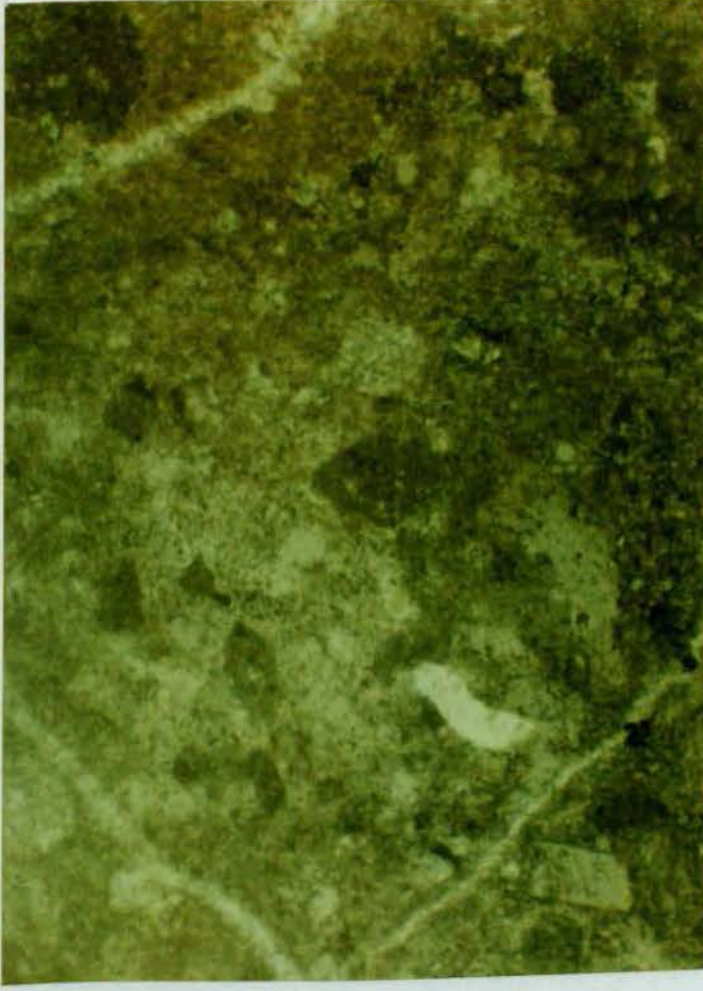
1 mm

Foto 5: Dismikrit Kçt.

İnce kesit örneğinde, seyrek görülen ve içleri kalsit kristalleri ile dolgulanmış birkaç sparitik boşluk dışında, mikritik yapı özellikleri görülüyor. İçerisinde yer yer fosillerin görüldüğü dismikritik kireçtaşı, çatlak sistemleri ile kesilmiş haldedir. İnce kesit örneğinin yaklaşık % 50'sini kaplayan ve kabaca iki yönde gelişmiş olan çatlak sistemleri, yeniden kristallenme sonucu iri kalsit kristalleri ile doldurulmuş durumdadır. Çatlaklar içerisinde yer yer, yaprağımsı kalsit kristalleri gözlenmektedir. Açık porozite oranı; % 2 civarındadır (Örnek No: 5).

Foto 6: Dolomitli Pelmikrit Kçt.

Mikritik ana kütle içerisinde % 10 oranında, küçük taneli, yer yer öz şekilli dolomit kristalleri gelişmiştir. İçerisinde yer yer pelletlerin görüldüğü mikritik doku, ince kesitin bütününde % 20'ye varan oranda, farklı kalınlıkta ve genelde iki yönde gelişmiş çatlaklarla kesilmiştir. Çatlaklar yeniden kristallenme sonucu, bazıları yaprağımsı özellikte olan kalsit kristalleri ile doldurulmuştur. Fotoğrafta görülen, doldurulmuş iri damarın kenarları, güncel karstlaşmaya özgü; demirli kil jelleri ile kaplıdır. Açık porozite oranı; % 3'tür (Örnek No: 6).



1 mm

Foto 7: Dolomitli Biyomikrit Kçt.

% 20 oranında fosil içeren ve ana kütlesi mikritik dokudan oluşmuş kayaç kesitinin, % 20-30 oranında dolomitleştiği görülüyor. Dolomit kristalleri; orta taneli, öz şekilli ve saçılmış halde görülmektedir. Ayrıca, % 10 oranında ağsal saçılmış çatlak sistemi ve yer yer gözlenen sparitik boşluklar, iri kalsit kristaller ile doldurulmuştur. Açık porozite oranı; % 3'ten az (Örnek No: 7).

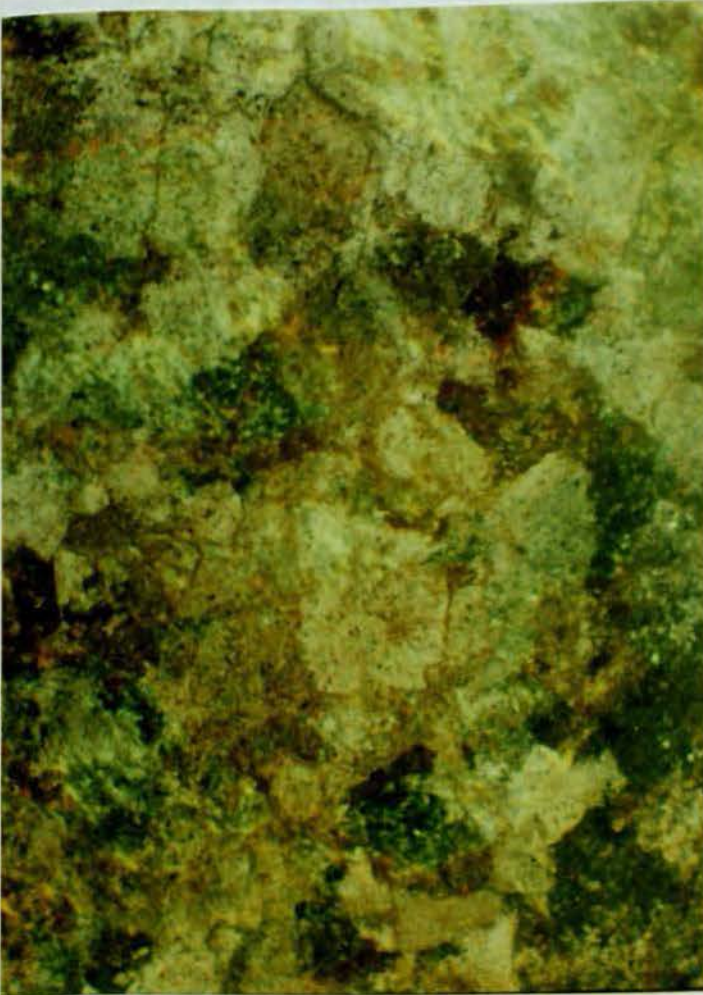
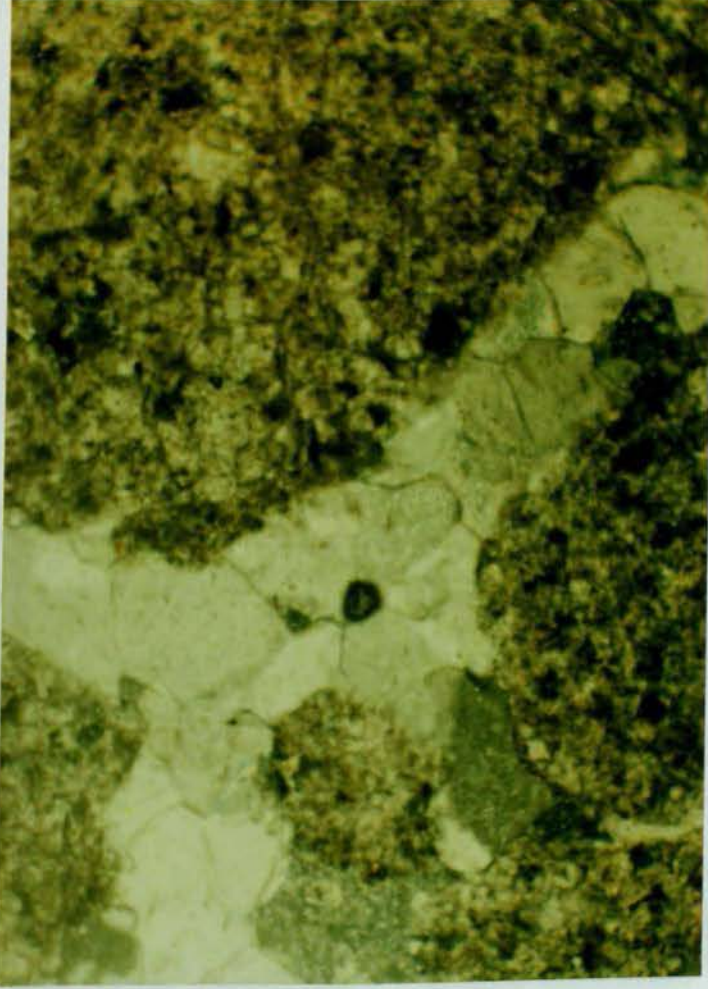


Foto 8: Dismikrit Kçt.

İnce kesit örneğinde görüldüğü gibi; mikritik ana kütlenin ilksel konumu yer yer korunmakla birlikte, kayacın % 60'ı yeniden kristallenmiştir. Yeniden kristallenme sonucu oluşan küçük ve orta taneli spari kalsitler yaygın olarak görülmektedir. Açık porozite oranı; % 4'tür (Örnek No: 8).



1 mm

Foto 9: Dolomitik Intramikrit Kct.

Mikritik ana kütle içerisinde, küçük taneli dolomit kristalleri gelişmiştir. Yer yer intraklastların yer aldığı kayaç örneğinde kalın çatlak sistemleri düzensiz olarak uzanmaktadırlar. İnce kesit örneğinde % 20 oranında yer alan çatlak sistemlerinin içleri, iri kalsit kristaller ile doldurulmuştur. Açık porozite oranı; % 3'tür (Örnek No: 9).

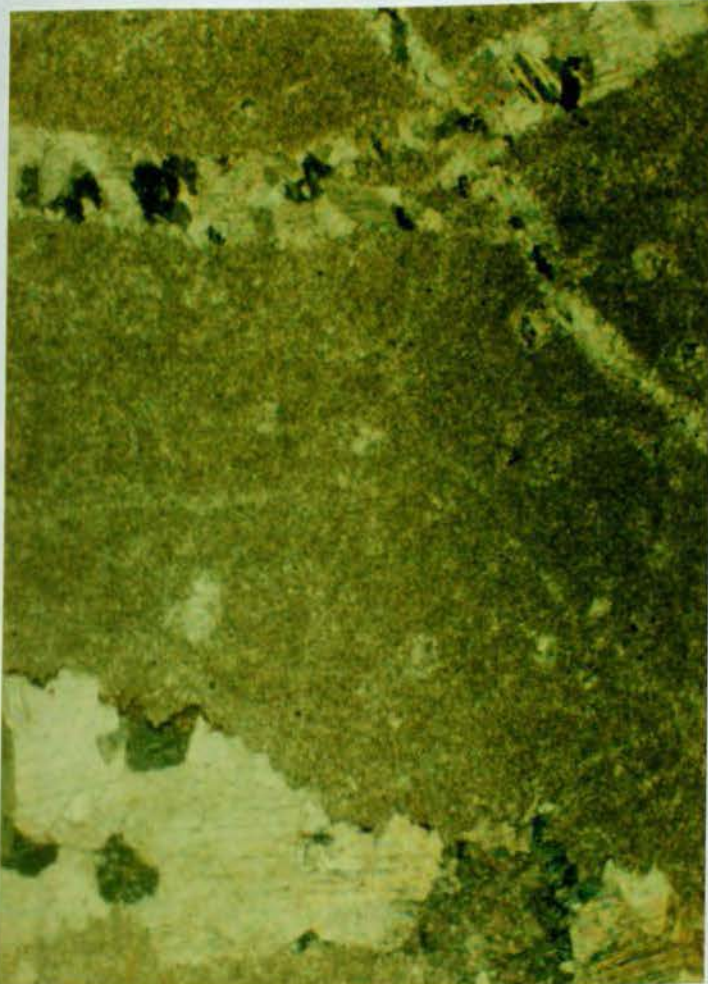


Foto 10: Seyrek Biyomikrit Kct.

% 30 oranında fosil içeren mikritik ana kütlede, % 25 oranında ve inceden kalına değişen ölçülerde, üç farklı evrede oluşmuş çatlak sistemleri gelişmiştir. Çatlak sistemlerinin yeniden kristallenme sonucu, irikalsit ve yaprağımsı kalsit kristalleri ile doldurulmuş oldukları görülmektedir. Açık porozite oranı; % 2'dir (Örnek No: 10).

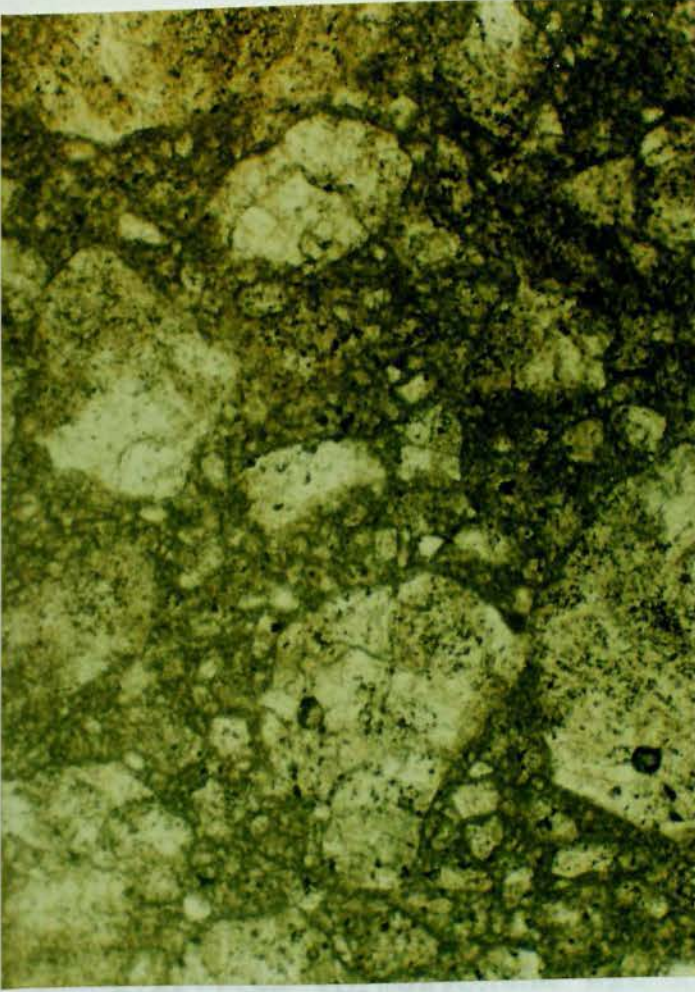


Foto 11: Dolomitli Intramikrit Kçt.

Mikritik kökenli bu ince kesit örneğinde, % 30'lara varan oranda dolomitleşme görülüyor. Küçük ve orta boylarda saçılmış dolomit kristalleri yanında, % 30 oranında intraklast taneleri de görülmektedir. Mikritik doku kısmen korunmuştur. İnce kesitin tamamının % 30'unu oluşturan çatlaklar, kalsit kristalleri ile doldurulmuştur. Açık porozite oranı: % 5'tir (Örnek No: 11).

1 mm

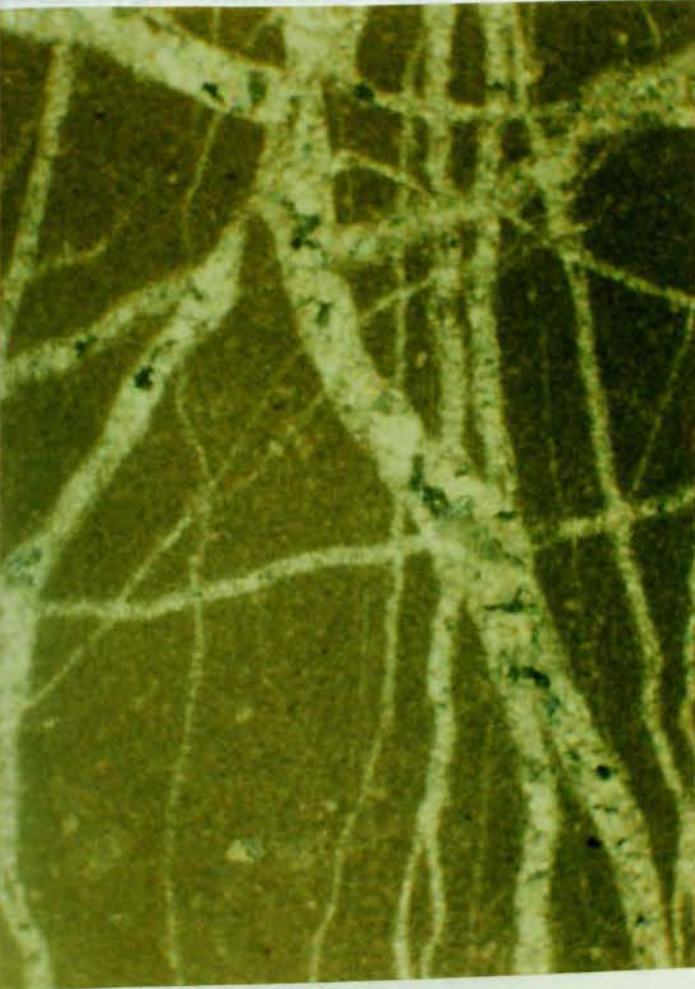


Foto 12: Dismikrit Kçt.

Mikritik - sparitik dokuya sahip ve yer yer içleri kalsit kristalleri ile doldurulmuş sparitik boşlukların ve fosillerin yer aldığı kireçtaşı örneğine ait ince kesite ait fotoğrafta, mikritik doku belirgin olarak görülüyor. Örnekte, düzensiz, ağ şeklinde saçılmış, ince ve orta kalınlıktaki çatlak sistemleri, % 20 oranında yer kaplamaktadır. Çatlaklar yeniden kristallenme sonucu, kalsit ve yaprağımsı kalsit kristalleri ile doldurulmuş durumdadır. Açık porozite oranı: % 1'dir (Örnek No: 12).

7- Karbonatlı kayaçların yapılarında genellikle ikincil gözenekleri oluşturan kesimlerde görülen demirli kil jel'leri ve yeniden kristallanma sonucu doldurulmuş gözeneklerde yer alan yaprağımsı kalsit kristalleri, güncel karstlaşmanın izlerini oluştururlar.

Karstlaşmanın yaygın olarak geliştiği ve yoğun karstik şekillerin gözlemlendiği Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşlarından alınan örneklerin ince kesitlerinin mikroskop incelemesinde (Tablo: 1); bu kireçtaşlarının genelde mikritik dokuya sahip oldukları görülür. Ancak çoğu örnekte görüldüğü gibi, mikritik yapı bozularak dismikritik özellik kazanmıştır (Örnek No: 5-8-12).

Aynı kayaçların yapılarında yer alan allokemlerin varlığının da karstlaşmanın gelişimi yönünde olumlu etki yaptığı söylenebilir.

Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşlarının yapılarında, birincil ve ikincil gözenekler yer almaktadır. Birincil gözenekler genelde spari kalsit çimento ile doldurulmuş vaziyettedir. Erime sonucu oluşan boşluklar, yeniden kristallenme ve çatlakların meydana getirdiği boşluklardan oluşan ikincil gözenekler, karstlaşmanın gelişimi yönünde etkili olmaktadır. Alakilise Formasyonuna ait açık gözeneklilik % 1 ile % 6 arasında değişmektedir. Çok çatlaklı olan bu formasyona ait kireçtaşlarında yer alan çatlakların büyük bir bölümü, yeniden kristallenme sonucu spari kalsit kristaller ve/veya dolomit kristalleri ile doldurulmuştur (Foto: 4-9-10-13-17). Doldurulmamış çatlakların kenarlarında da, genelde erime sonucu ayrışma'dan arta kalan kil jelleri görülmektedir (Foto: 4-6). Kil jellerinin varlığı güncel karstlaşmanın ipuçlarını oluşturmaktadır (NAZİK, 1985, 1992).

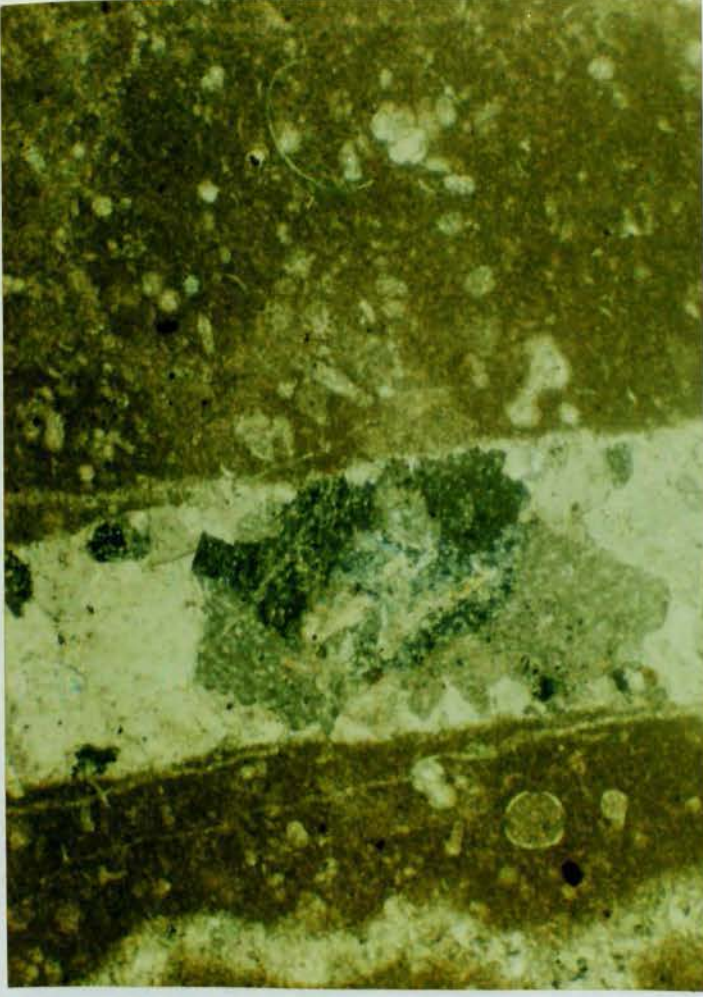
Alakilise Formasyonunun dolomitik özellik kazanmış kireçtaşlarının bulunduğu alanlar ve/veya arazi eğim değerlerinin yükseldiği kesimlerde ise, petrografik bileşimin elverişliliğine rağmen karstik şekiller gelişmemiştir (Örnek No: 3-6-7-15-18).

İnceleme alanında, Beydağları Formasyonuna ait kireçtaşları (Örnek No: 1) ve Ispartaçay Formasyonu içerisinde yer alan kireçtaşları (Örnek No: 10-14) da, petrografik bileşim yönünden Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşlarına benzemektedirler. Ancak bu kayaçların yayılım alanlarının küçük oluşu, formasyon kalınlıklarının karstlaşma açısından yetersiz oluşu ve topoğrafik eğim değerlerinin yüksek değerler oluşturmaları sebebi ile, üzerlerinde karstlaşma ve karstik şekiller yeterince gelişmemiştir.

Yılanlı Gurubu içerisinde yer alan karbonatlı kayaçlar (Örnek No: 2), Menteşe Formasyonunu oluşturan karbonatlı kayaçlar (Örnek No: 9-11-16) ise hem dolomitik özellikleri, hem de stratigrafik konumları ve inceleme alanındaki eğim değerlerinin karstlaşma açısından olumsuzluklar göstermeleri nedeniyle karstik şekillerin gelişimlerine uygun değildirler.

İnceleme alanının yapısal özellikleri de litolojik değişimler gibi, karstlaşmayı etkileyen önemli faktörlerdendir. Yapısal özellikler, daha önce de belirttiğimiz; tabakalar, kırık hatları (diyaklazlar, faylar) gibi yapısal süreksizlikler ile kıvrımlar ve inceleme alanını etkileyen düşey doğrultulu hareketlerin karstlaşmayla olan ilişkileri araştırılmak suretiyle ortaya konmuştur.

Karstik alanlarda karbonatlı kayaçların ince tabakalar halinde olmaları, suyun, tabakaların sayısı oranında, daha fazla tabaka yüzeyi ile temas etmesine bağlı olarak, karstlaşmanın da daha fazla gelişmesine neden olmaktadır. Ancak ince tabakalar halinde bulunan karbonatlı kayaçların üzerinde çeşitli karstik şekillerin ve derin karstın oluşabilmesi için, bu kayaçların istif kalınlıklarının da fazla olması gerekir. Aksi halde bu gibi kayaçlarda oluşan şekiller, sık karst özelliğinde kalırlar. Bu kayaçların yüzeylerinde çeşitli karst şekilleri gelişemez ve yeraltı karstik şekiller gelişme olanağı bulamazlar.



1 mm

Foto 13: İstiflenmiş Biyomikrit Kçt.

Mikritik ana kütlenin yaygın olarak fosillerle kaplı olduğu görülüyor. Kayaç örneğinde, tek yönde gelişmiş ve yeniden kristallenme sonucu, özşekilsiz iri kalsit ve yaprağımsı kalsit kristalleri ile doldurulmuş çatlak sistemleri gelişmiş. Çatlak sistemleri farklı kalınlıklarda gözleniyor. Açık porozite oranı; % 2'dir (Örnek No: 13).

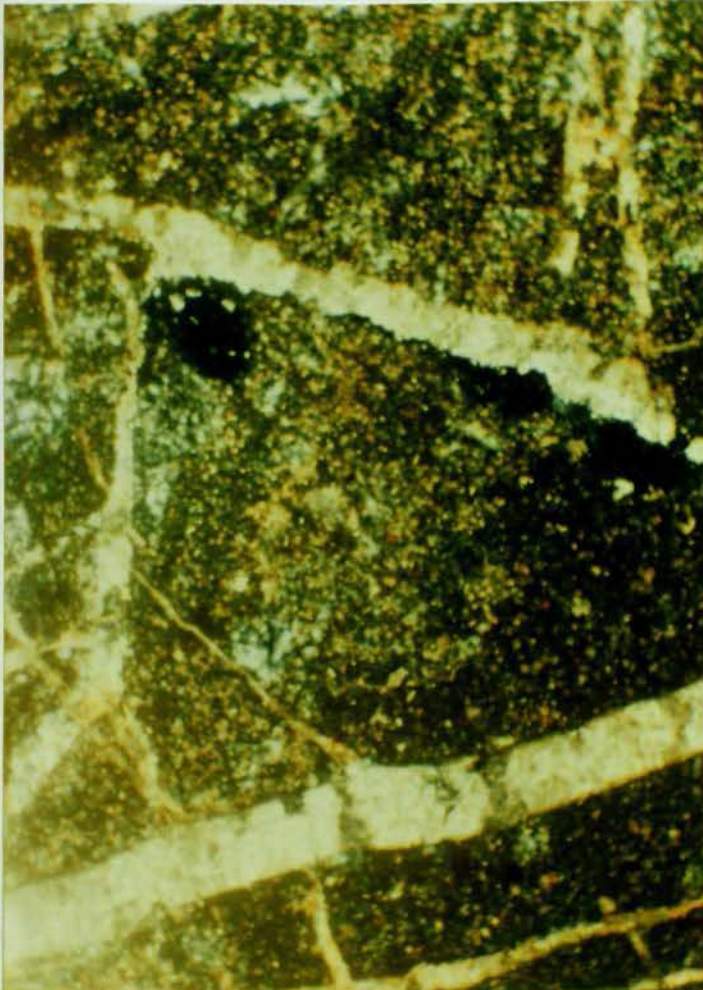
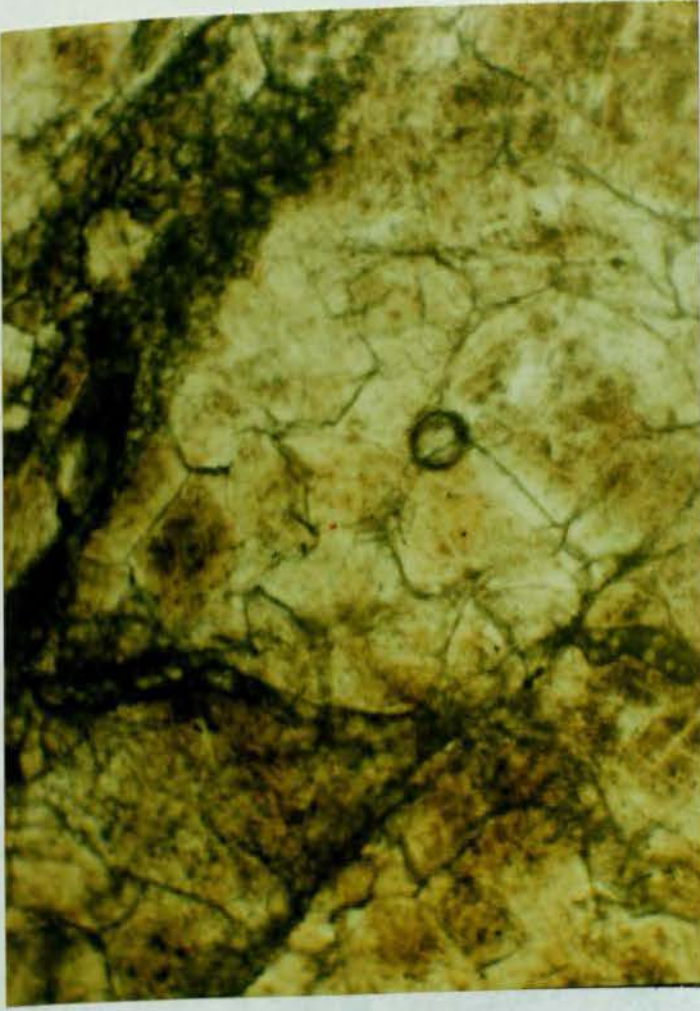


Foto 14: Seyrek Biyomikrit Kçt.

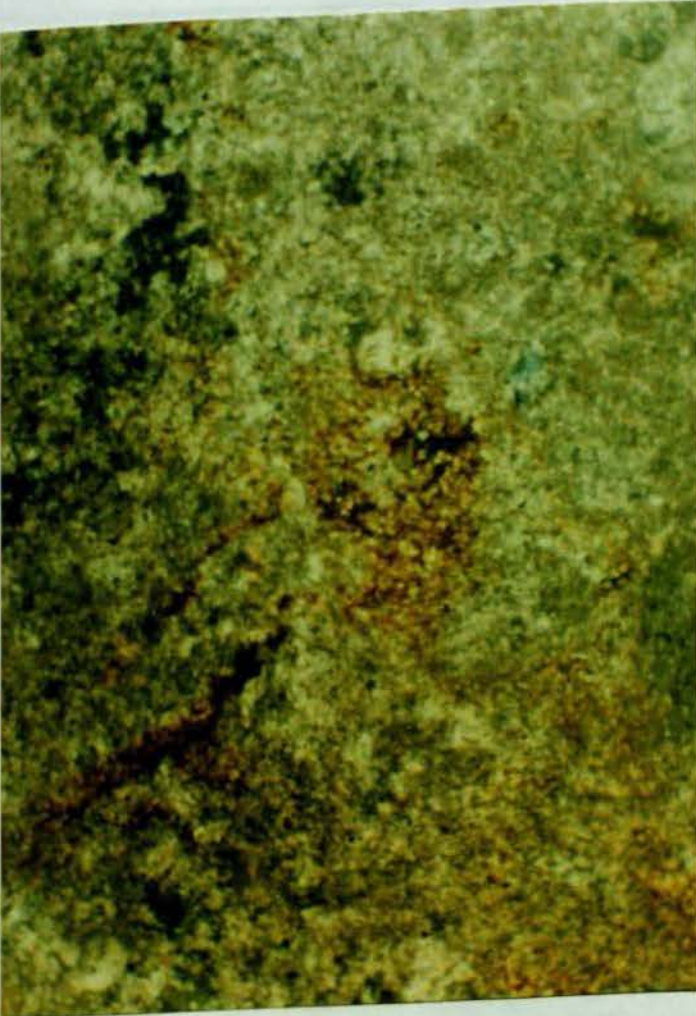
Seyrek olarak fosillerin yer aldığı mikritik ana kütle içerisinde, ağsal saçılmış ve farklı kalınlıkta çatlakların geliştiği görülüyor. Çatlaklar yeniden kristallenme sonucu, iri kalsit kristallerle doldurulmuş. Açık porozite oranı; % 2'dir (Örnek No: 14).



1 mm

Foto 15: Kireçli Dolomit

Sparitik doku kökenine sahip olan ince kesit örneğinde; yarı özşekilli iri dolomit rombuslarının gelişmiş oldukları ve mozaik doku oluşturdıkları görülüyor. Bu doku, yer yer çatlak sistemleriyle kesilmiş durumdadır. Açık porozite oranı; % 3'tür (Örnek No: 15).

Foto 16: Dolomitli Dismikrit Kçt.

Mikritik ve sparitik doku özellikleri gösteren ince kesit örneğinde, farklı kalınlıkta ve % 10 oranında çatlak sistemlerinin gelişmiş olduğu görülüyor. Çatlak sistemleri içerisinde yeniden kristallenme sonucu dolomit ve kalsit kristalleri gelişmiş. Doldurulmamış kimi çatlak kenarlarında, güncel karstlaşmaya özgü; demirli kil jelleri yer alıyor. Kimi boşluklar da kille doldurulmuş durumda. Ayrıca, yer yer içleri iri kalsitlerle doldurulmuş sparitik boşluklar var. Açık porozite oranı; % 3'tür (Örnek No: 16).

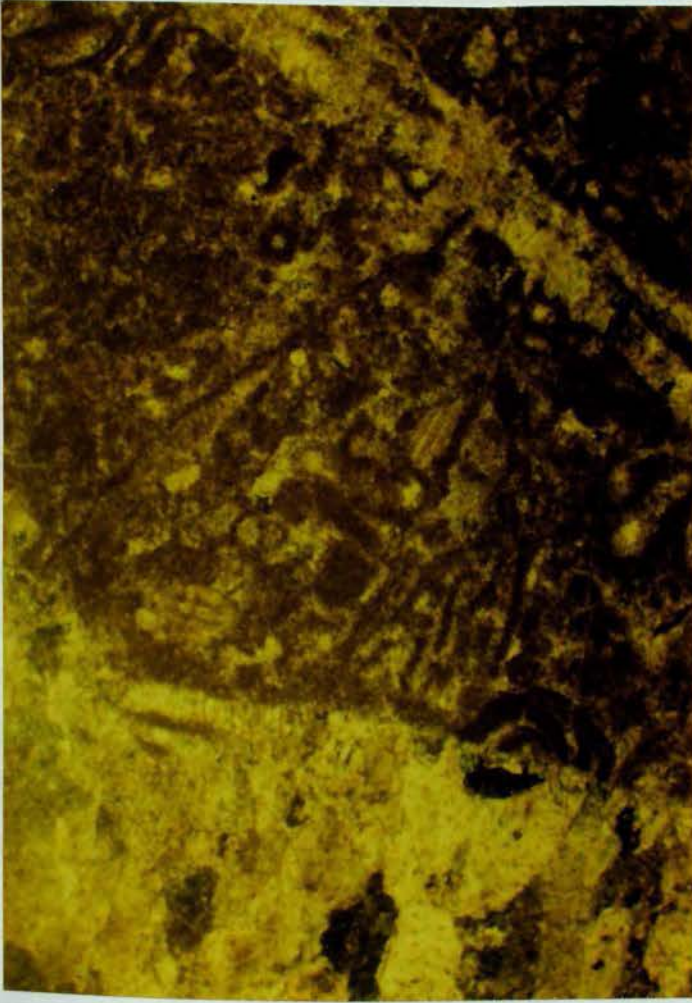


Foto 17: İstiflenmiş Biyomikrit Kct.

Yaygın olarak fosiller içeren mikritik ana kütlede, yoğun çatlak sistemlerinin geliştikleri gözleniyor. Çatlaklar ince kesit örneğinin % 25'ini kaplıyor. Üç farklı yönde ve farklı kalınlıklarda gözlenen çatlak sistemleri, yeniden kristallenme sonucu, farklı boyutlarda iri kalsit ve yaprağımsı kalsit kristalleri ile doldurulmuş durumdadır. Açık porozite oranı; % 2'dir (Örnek No: 17).

1 mm

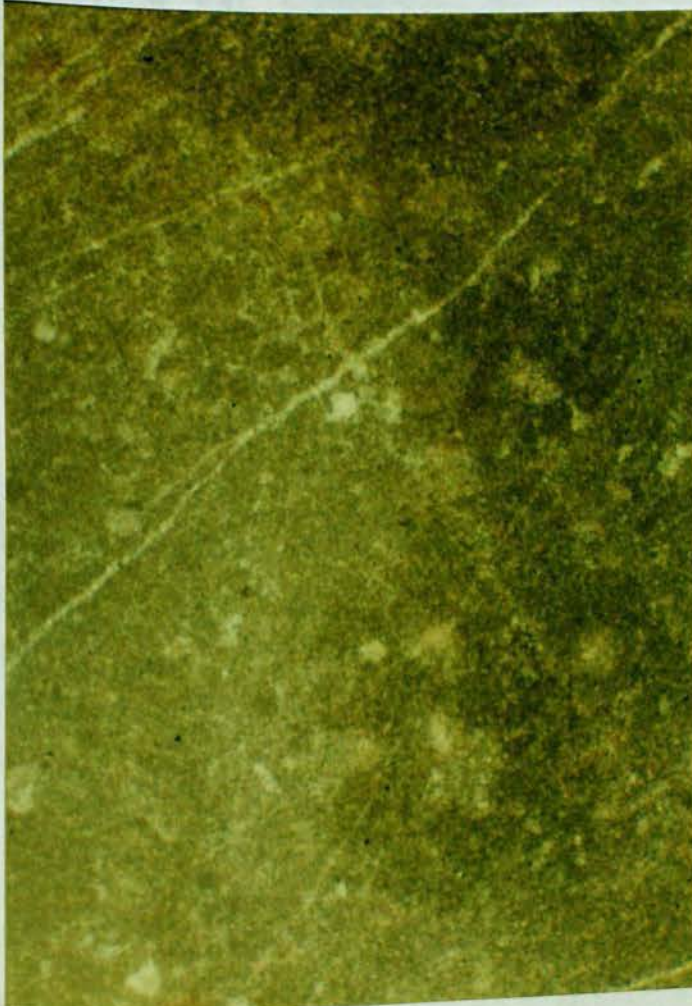


Foto 18: Seyrek Pelbiyomikrit Kct.

Mikritik ana kütle içerisinde yer yer pelletler ve fosiller gözleniyor. İnce kesit örneği, başlıca iki yönde gelişmiş ve % 5 oranında yer kaplayan çatlak sistemleriyle kesilmiş durumdadır. Açık porozite oranı % 2'dir (Örnek No: 18).

İnceleme alanı üzerinde değişik özellik ve kalınlık derecelerinde gözlenen karbonatlı kayaçların tabaka özellikleriyle karstlaşma arasında da ilişkiler bulunmaktadır. Ancak bu ilişkiler, tabakaların kalınlık farklarından çok, istif kalınlıkları ve tabakaların konumları ile ilgilidir.

Karstlaşmanın yoğun olarak görüldüğü Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları, orta-kalın ölçekte tabaka kalınlıkları gösterirken, istif kalınlıkları oldukça fazladır. Karstlaşmanın yoğunlaştığı kimi kesimlerde tabakaların eğimli bulunmaları, tabaka başlarının ve tabakalaşma yüzeylerinin ortaya çıkmasına, dolayısı ile suyun bu kesimlerden kolaylıkla sızıp, karstlaşmayı başlatmasına neden olmuştur (Dulup Dağının çevresinde, Akgöynük Tepenin çevresinde, Armutluyurt Tepenin güneyinde ve Kocadağ'ın çevresinde görüldüğü gibi).

Alakilise Formasyonuna oranla daha ince tabakalardan oluşmuş bazı kireçtaşları ise gerek kimyasal bileşimlerinin yeterince saf olmaması, dar alanlarda yayılım göstermeleri, gerekse istif kalınlıklarının yüksek değerlere ulaşmaması sonucu, karstik açıdan gelişme gösterememişlerdir (Dulup Dağı kuzey eteklerinde hemipelajik kireçtaşları, Gökteş köyü çevresi ve Çayköy kuzeyinde pelajik kireçtaşları, Ağılköy'ün kuzeyinde pelajik kireçtaşları ve Yuvalı köyünün doğusunda yer alan Ispartaçay Formasyonuna ait pelajik plaket kireçtaşları gibi).

İnceleme alanında diyaklazlar arazi üzerinde zayıf dirençli zonlar oluşturarak, suların bu kısımlara daha kolay sokulup karstlaşmayı hızlandırmalarına yol açarlar. Diyaklazlar aynı zamanda karstik şekillerin gelişimini de yönlendirmektedirler.

Diyaklazlar, inceleme alanı üzerindeki karbonatlı kayaçlarda, mikro ve makro boyutlarda çeşitlilik gösterirler.

İnceleme alanından alınan karbonatlı kayaçlara ait örneklerin ince kesitleri üzerinde yaptığımız çalışmalarda; hemen hemen bütün örneklerde, boyutları 1 mm'nin altında ve çoğunlukla birbirleriyle kesişen çatlaklar gözlenir. Çatlak sistemleri bazen kayacın yapısının yarısından fazla bölümünde etkindirler (Foto: 4-5). Karbonatlı kayaçların yapılarında önemli bir porozite oluşturarak, kayaçların geçirimliliğini arttıran bu çatlak sistemleri, genelde erime ve yeniden kristallenme sonucu, spari kalsit ve/veya dolomit kristalleri ile doldurulmuş vaziyettedirler (Foto: 1-4-5-6-7-9-10-11-12-13-14-17).

Yeniden kristallenme sonucu saflaşan ve spari kalsit dolgu ile doldurulan çatlaklarda, halen doldurulmamış olan çatlakların oluşturdukları çatlak sistemleri, karstlaşmaya belirli doğrultularda yön vermektedirler. Birbirini kesen veya belirli doğrultularda uzanan bu sistemler boyunca etkili olan sular, karbonatlı kayaçların bu sistemler dahilinde erimesine yol açmakta, dolayısı ile karstlaşma ve karstik şekillerin gelişimi de belirli yönlenmeler göstermektedir. Aynı şekilde gerek araziden alınan örneklerde, gerekse arazi üzerindeki gözlemlerimizde, çatlak genişliği 1 mm'den daha fazla olan ve artık yarık olarak adlandırabileceğimiz diyaklaz çeşitleri de birbirleriyle kesişen veya belirli paralellikler gösteren sistemler oluşturmaktadırlar.

Çatlak ve yarık boyutlarındaki diyaklaz sistemleri özellikle inceleme alanı üzerinde meydana gelmiş lapyalı şekilleri ve bazı dolin çeşitlerinin oluşum, gelişim ve yönlenmelerinde oldukça etkili rol oynamaktadırlar.

İnceleme alanı üzerinde karstlaşmanın yoğun olduğu Alakilise Formasyonuna ait karbonatlı kayaçlarda, hemen her kesimde yaygın olarak gözlenen diyaklaz lapyaları; kimyasal bileşimleri, stratigrafik konumları ve jeomorfolojik etki faktörlerinin olumsuzlukları nedeniyle karstik şekillerin ye-

terince gelişemedikleri diğer karbonatlı kayalar üzerinde dahi gelişme göstermişlerdir. Bu nedenle diyaklazlar, diyaklaz lapyalarının meydana gelmelerinde en önemli etki faktörünü oluştururlar.

İnceleme alanında Akdoğan köyünün çevresinde görülen kuzeydoğu - güneybatı yönlü diyaklaz lapyaları, bu kesimde yer alan diyaklaz sistemleriyle paralellik oluşturmaktadırlar. Aynı şekilde Karadiken köyü batısı ve güneyinde yer alan doğu-batı yönlü diyaklaz lapyaları ve yamaç dolinleri, aynı yönde gelişmiş diyaklaz sistemleriyle uyum içerisindedirler. Kocadağ'ın güneyinde, çamsivrisi Tepenin batısında yer alan dolinler ve dolin kenarlarındaki lapyalar serileri de, aynı çevredeki, kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda uzanan diyaklaz sistemleri ile ortak yönelme gösterirler. Kovada Gölünün 1,5 km güneyinde doğu-batı ve kuzeybatı-güneybatı doğrultusunda yönelmiş dolin ve lapyalar serileri, bu çevredeki diyaklaz sistemleriyle paralellik içinde görülürler. Ayrıca, Dulup Dağının güneyinde, Kızıl Tepenin batısındaki plato alanı üzerinde ve Kovada Gölünün doğusundaki plato alanlarında, birbirini kesen diyaklaz sistemleri ile dolin ve lapyaların yönelmeleri arasındaki paralellikler tarafımızdan saptanmıştır.

İnceleme alanındaki faylar ise; zayıf dirençli zonlar oluşturmak, geçirimsiz birimleri karbonatlı kayalarla aynı seviyeye getirerek yeraltı suyuna engel oluşturmak, karst taban seviyesini veya boşalma ve beslenme alanlarının yükseltilerini değiştirmek gibi etkilerle, karstlaşmayı yönlendirmekte, aynı zamanda karstik modeli belirlemektedirler. Böylece faylar, karstlaşma açısından belirli etkiler gösteren diyaklazlara oranla boyutları daha büyük ve değişik özellikler ile inceleme alanı genelinde etkili olmaktadır.

İnceleme alanı üzerinde etkili olan faylar; normal faylar, doğrultu atımlı faylar, ters faylar ve bindirmelerdir. İnceleme alanının jeolojik özelliklerinin açıklandığı bölümde de açıklandığı gibi, oldukça hareketli bir geçmişe sahip olan bölge üzerindeki yapısal gelişime paralellik göstererek oluşmuş, inceleme alanındaki faylar; tektonik geçmişle ilişkili olarak belirli doğrultularda yönlenmişler, bu yönlenme karstlaşma üzerinde de belirleyici bir rol oynamıştır.

İnceleme alanı genelinde kuzeybatı-güneydoğu ve kuzey-güney doğrultusunda uzanan fay sistemleri, yer yer kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu faylarla kesilmişlerdir (Çayköy-Akdoğan platosunun ve Yuvalı-Sütçüler platosunun güneyindeki alanlarda görüldüğü gibi).

Karbonatlı kayaçlar üzerinde boyları kilometrelerce uzanan fay hatları boyunca oluşan zayıf direnç zonları, karstlaşmanın buralarda hızlanmasına ve özellikle makro karstik şekillerden birçoğunun bu hatlar boyunca sıralanmalarına yol açmışlardır.

Boğazova Polyesi ve Kovada Gölü çanağını içeren tektono-karstik sistemi, doğu ve batıdan sınırlayan kuzey-güney doğrultusunda uzanan normal faylar, sistemin oluşumunda birinci derece öneme sahiptirler.

Yuvalı-Sütçüler platosunun güney kesimlerinde kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda uzanan Karadiken Polyesi de, yakın çevresinde yer alan, kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda uzanan normal faylarla paralellik oluşturmakta, özellikle güney kesiminin şekillenmesinde ve sınırlandırılmasında, birbirini kesen kırık hatlarının rolü açıkça belli olmaktadır.

Kovada Gölünün güneybatısında yer alan uvala sistemleriyle, Karadiken köyünün çevresinde yer alan uvalaların bazılarının oluşumu ile faylar arasındaki ilişki, hava fotoğrafları ve arazide gözlenmektedir.

İnceleme alanı üzerinde araştırılan birçok mağaranın oluşumunu başlatan en önemli etken de buralarda yer alan fayların varlığıdır. Fay hatlarının oluşturduğu zayıf zonlar boyunca mağara sistemleri gelişmiştir (Ör: Eğirdir Gölü güneyinde 1109 m yükseltili tepenin kuzeydoğusunda, Direzkene Derenin vadisinin kuzey yamaçlarında, Sütçüler ilçesinin güneybatısında yer alan mağaralarda görüldüğü gibi).

Gerek bölgede, gerekse inceleme alanında önemli yapısal uzanımları oluşturan ters faylar ve bindirme fayları, inceleme alanı üzerindeki karbonatlı kayaların ilksel konumlarının değişmelerine, eğimlenmelerine yol açarak, karstlaşma üzerinde belirli bir etki oluşturmuşlardır. Bindirme faylarının bulunduğu birçok kesimde oldukça sarp ve eğimli arazi yapısı oluşturan karbonatlı kayalar, artan eğim dereceleri sonucu karstlaşmaya olan elverişliliklerini kaybetmekte, suyun karbonatlı kayalar üzerinden hızla akıp gitmesi nedeniyle, karstik şekiller genelde gelişme olanağı bulamamaktadırlar (Dulup Dağının kuzey ve doğu yamaçlarında görüldüğü gibi).

İnceleme alanında birçok kesimde faylarla alçalan veya yükselen karbonatlı kayalar üzerinde karstlaşmanın ve karstik şekillerin gelişimini etkileyen sonuçlar ortaya çıkmıştır. Özellikle Yuvalı-Sütçüler karstik platosu üzerinde görüldüğü gibi faylarla kademelenmiş aşınım yüzeyleri üzerinde, faylarla yükselen kesimlerde karstlaşma gelişmiş, alçalan kesimlerde ise, karstik gelişimin hızı yavaşlayarak daha önceden gelişmiş şekiller de tahrip olmaya başlamışlar-

dır. Bu durum platonun güneybatısında, Kovada Gölünün birkaç km güneyinde karakteristik olarak gözlenir.

Kuzeybatı-güneydoğu yönünde gelişmiş normal faylar, plato üzerinde kademeler oluşturmuşlar, fayların doğu yönünde kalan ve yükselen kesimlerinde karstlaşma gelişmiş, hatta bazı uvala ve dolinlerin iç içe görülmesinden de anlaşılacağı gibi, daha önceki devrelerde gelişme göstermiş karstlaşma canlanmış, dolayısı ile karst taban seviyesi yükselmiştir. Fayların batı kesiminde kalan alçalan bloklar üzerinde de dereceli olarak karstlaşma azalmış, daha önce var olan şekillerin gelişimleri yavaşlamış veya durmuş, karst taban seviyesi alçalmıştır.

Faylarla, inceleme alanında oluşan alçalma ve yükselmeler, kimi kesimlerde yerel taban seviyesi (Kovada Gölü, Eğirdir Gölü, Kızıl Dere gibi) ile karst taban seviyesi arasındaki konumun değişmesine neden olmuş ve bu durum, karstlaşmanın gelişim hızı üzerinde etkili olmuştur.

Boğazova Polyesinin ve Kovada Gölünün doğusunu, aynı zamanda Çayköy-Akdoğan, Yuvalı-Sütçüler platolarının batısını sınırlandıran normal fay, platoların bulunduğu kesimin yüksekte kalmasına neden olmuştur. Dolayısı ile kabaca plato tabanında yer alan ve karbonatlı kayaların boşalım noktalarını oluşturan karst taban seviyesi, fayın alçalan kesiminde yer alan yerel taban seviyesinden yüksekte kalmış ve taban seviyeleri arasındaki bu yükseklik artışı oranına bağlı olarak, plato yüzeyindeki karstlaşma hızlanmıştır.

İnceleme alanında yaygın olmamakla birlikte bazı kesimlerde, özellikle doğrultu atımlı faylarla karşılıklı gelen geçirimli ve geçirimsiz kaya blokları, geçirimli karbonatlı kayaların boşalım noktalarının farklı yönlerde

yönelmelerine neden olmuştur (Akdoğan köyünün kuzeyinde görüldüğü gibi).

Jeolojik özelliklerle ilgili bölümde de açıkladığımız gibi; inceleme alanında büyük boyutta kıvrım hatları saptanamamıştır. Dulup Dağının çevresinde ve Kovada Gölünün güneybatısındaki kireçtaşı alanlarında görüldüğü gibi, arazi üzerinde yanal devamlılığı uzun olmayan küçük kıvrımlar bulunmaktadır. Buralarda yer alan kıvrımlarla karstlaşma arasında önemli bir ilişki saptanamamıştır.

Yapısal faktörler içerisinde, karstlaşmayı etkileyen önemli bir parametreyi de düşey doğrultulu hareketler oluşturmaktadır. Tabakaların karşılıklı durumları bozulmadan, yerkabuğunun geniş alanlarının düşey doğrultuda uğradıkları yükselme, alçalma, kubbeleşme, çanaklaşma, çarpılma gibi hareketlerden oluşan bu hareketler, bazen bu olayların etkisiyle kırılmalara da neden olabilmektedir. Böylece bahis konusu hareketler, karstik alanlarda yeni eğim ve yeni aşındırma şartları ortaya koymakta, beslenme, boşalma alanlarıyla, karst taban seviyesini denetleyen önemli bir bölgesel parametre oluşturmaktadır.

İnceleme alanı içerisinde yer alan karstlaşma ve karstik şekiller de bölgedeki düşey doğrultulu hareketlerle yakın ilişkili gelişme göstermişlerdir. Bölgenin Miyosen başlarından günümüze kadar yükselmesi, zaman içerisinde inceleme alanının kuzeyinde gelişen kubbeleşme ve buna bağlı olarak inceleme alanının güneye, Akdenize doğru eğimlenerek alçalmasına yol açan olaylar, inceleme alanında yerel taban seviyesi ile karst taban seviyesi arasındaki dengenin sürekli olarak değişmesine yol açmıştır. Bunun sonucunda da inceleme alanı içerisinde yer alan karstlaşma ve karstik şekiller, farklı yükseltilerde, farklı şekillerde, polisiklik özellikler göstermişlerdir. Yükselen kesimlerde, karst taban

seviyesiyle genel taban seviyesi arasındaki düşey yöndeki yükselti değeri artacağından, karstlaşma ve karstik şekillerin gelişimi de yükselmeye orantılı olarak artmıştır.

Dulup Dağı ve çevresi, Kocadağ ve çevresi, inceleme alanının düşey doğrultulu hareketler sonucunda aralıklı olarak yükselmesiyle, karstlaşmanın birçok defa canlandığı kesimlere örnek oluşturmaktadırlar. Bu kesimlerde yer alan dolin ve uvalaların birçoğu, içiçe geçmiş polisiklik karstik şekiller halindedirler. Ayrıca Çayköy-Akdoğan platosunda, Çayköy'ün hemen batısında yer alan Kapız Dere vadisi, Yuvalı-Sütçüler platosunun güney ve güneydoğusundaki derin karstik boşazlar, bölgedeki bu tür hareketlerin yarattığı yükselme sonucu, karstlaşmanın canlanmasına yol açan yarılmaları göstermeleri açısından ilginç örneklerdir.

2.1.2. Jeomorfolojik Faktörler

Bilindiği gibi yeryüzünün dış etken ve süreçlerle şekillenmesi, genel taban seviyesini oluşturan deniz düzeyine veya yerel taban seviyesini oluşturan kesimlere bağlıdır.

Herhangi bir arazide; göl seviyesi, akarsu yatağı, geçirimsiz bir formasyon yüzeyi, ova tabanı ve kapalı bir havza gibi kesimler, yerel veya geçici taban seviyesini oluşturmaktadırlar. Böylece küçük bir alanda birden fazla yerel taban seviyesi bulunabilir. Yerel taban seviyeleri de sonuçta deniz seviyesine bağımlıdır. Kısaca belirtmek gerekirse, deniz seviyesi ve/veya yerel taban seviyeleri, arazi şekillerinin oluşumlarında ve gelişimlerinde alt sınırı oluşturmaktadırlar.

Karstlaşma ve karstik şekillenmede ise alt sınırı karst taban seviyesi belirlemektedir. Karst taban seviyesini meydana getiren kesimler; geçirimsiz tabakalar ve formasyon-

lardan oluşmuş zonlardır. Bu geçirimsiz zonlar, karstik bir alanda, genel ve yerel taban seviyelerine bağlı olmaksızın karstlaşma üzerinde etkiler oluşturmamaktadır.

Herhangi bir arazinin karstik olmayan kesimlerinde, genel veya yerel taban seviyelerine bağlı olarak şekillenme devam ederken aynı arazinin eriyebilen karstik kayaları üzerinde ancak karst taban seviyesini oluşturan alt sınıra kadar karstik şekiller gelişebilmektedirler. Bu alt sınır özellikle denize uzak alanlarda, deniz seviyesinin bir miktar altında dahi gelişme gösterebilir.

Karstik şekillerin gelişimi ve yoğunluğu, karst taban seviyesinin topoğrafya yüzeyi ve yerel taban seviyesi ile olan ilişkilerine göre farklılıklar göstermektedir. Bu ilişkilerde, karst taban seviyesinin konumu, arazi üzerinde gelişen faylanmaların etkisi ile yer yer inişler ve çıkışlar gösterebilmektedir.

Karst taban seviyesinin topoğrafya yüzeyinden oldukça derinde bulunduğu karst alanlarında, kalın karbonatlı kayalar üzerinde gelişme gösteren karstik şekiller, derin karst özelliğine sahiptirler. Buralarda yer alan yüzeysel karstik şekiller, kayaların çatlakları boyunca yağış sularının sızması ile derine, karst taban seviyesine doğru gelişir. Mağara sistemleri yaygındır. Karst taban seviyesi, yerel taban seviyesine, dolayısı ile yeraltı su zonuna yaklaştığında, karstlaşma yavaşlamaktadır.

Karstik arazilerde topoğrafya yüzeyi ile karst taban seviyesi arasındaki derinliğin düşük değerlerde olduğu ve yerel taban seviyesinin karst taban seviyesinden aşağıda yer aldığı kesimlerde ise sık karst özelliğinde karstik şekiller görülmektedir. Bunun nedeni, karstlaşma için yeterli kalınlığa ulaşamamış karbonatlı kayaların çatlakları boyunca, ya-

ğışların derinliğine etki gösterememesindendir. Yağmur suları çatlaklardan hızla geçerek karst taban seviyesini oluşturan geçirimsiz birimlere ulaşır ve uygun bir kesimden, karstik kaynak halinde topoğrafya yüzeyine boşalır. Buralarda yüzeysel karstik şekillerin yanlara doğru genişlediği görülür.

İnceleme alanında yerel taban seviyelerini oluşturan; Eğirdir Gölü, Kovada Gölü, Karadiken Polyesi ve inceleme alanının doğusunda bulunan Kızıl Dere, birbirlerinden farklı yüksekliklerde yer almaktadırlar. Karstik şekiller dışında gelişmiş çeşitli arazi şekilleri, bu seviyelere göre gelişimlerini sürdürmektedirler.

İnceleme alanı üzerinde yer alan karst taban seviyeleri de karbonatlı kayaçların tabanlarında bulunan geçirimsiz formasyonların farklı yükseltilerde bulunmalarıyla bağlantılı olarak bir bütünlük oluşturmamaktadırlar. Dolayısı ile bu farklılıklar inceleme alanı üzerinde gelişen karstik şekillerin gelişimleri ve yoğunlukları üzerinde de etkili olmaktadır.

Daha önce de belirttiğimiz gibi, inceleme alanında karst taban seviyesinin oluşumuna neden olan geçirimsiz birimler; kısaca, rift çökelleri olarak adlandırılan kayaç topluluklarıdır. Bu geçirimsiz birimlerin üzerinde yer alan karbonatlı kayaçlar, yer yer ince, yer yer de kalın depolar halinde bulunmaktadır. İnceleme alanı üzerindeki faylanmalar sonucu arazideki bloklarda meydana gelen alçalma ve yükselmeler, bazı kesimlerde geçirimli ve geçirimsiz formasyonların karşılıklı gelmelerine neden olmakta, topoğrafya yüzeyi ile yerel taban seviyesi arasındaki derinlik, artmakta veya azalmaktadır. Böylece fay hareketleri, gerek karstlaşmanın gelişiminde, gerekse yeraltı suyu hareket yönünün değişmesinde, karst taban seviyesi açısından yerel etkiler oluşturmaktadır.

İnceleme alanında, karst taban seviyesi üzerinde ince depolar oluşturan, dolayısı ile karst taban seviyesinin topoğrafya yüzeyine yakın uzaklıkta olduğu karbonatlı kayaçlar, diğer şartların uygunluğuna rağmen karstlaşma açısından gelişme gösterememişlerdir. Yerel taban seviyesinin de üzerinde yer alan bu kesimlerde, ancak sığ karst özelliğinde sınırlı gelişmiş karstik şekiller yayılım göstermişlerdir. Dolin, uvala gibi karstik şekiller bu kesimlerde sayıca azdırlar. Buralarda karstlaşma derinlemesine gelişmemiş, yanlara doğru gelişmiştir (Ör: Çayköy-Akdoğan platosunda, Yuvalı köyü güneyinde, Hemlik Tepenin kuzeyinde, Sipahiler köyünün batısında ve güneyinde, Kovada Gölünün batısında, Karadiken Polyesinin doğusunda, Sütçüler ilçesinin kuzeyinde, Köyyeri mahallesinin batısında ve güneyinde olduğu gibi).

İnceleme alanında karst taban seviyesi üzerinde kalın depolar oluşturan, dolayısı ile karst taban seviyesinin topoğrafya yüzeyinden oldukça derinde olduğu kesimlerde ise, derin karst özelliğinde, yoğun karstik şekiller yayılım göstermektedirler. Sayıları oldukça fazla lapyra, dolin, uvala gibi şekillerin yer aldığı bu kesimlerde, karstlaşmanın derinlemesine geliştiği, buna bağlı olarak mağara sistemlerinin olduğu gözlenmektedir (Ör: Dulup Dağının çevresinde ve güneyinde, Akgöynük Tepenin çevresinde, Kocadağ'ın çevresinde olduğu gibi).

İnceleme alanının bazı kesimlerinde derin karst özelliği bulunmasına rağmen, buralarda yer alan karstik şekillerin bugün yanlara doğru genişlediği görülmektedir. Bu durum, geçmiş dönemlerde daha yüksek seviyelerde yer alan karbonatlı kayaçların, faylanmalar ve düşey doğrultulu hareketlerle alçalarak bugün için yerel taban seviyesini oluşturan kesimlere yakın konuma gelmeleri sonucunda meydana

gelmiştir (Ör: Kovada Gölünün güney kesimlerinde görüldüğü gibi).

Karstlaşmaya etki eden jeomorfoloik faktörlerden birini de, topoğrafik eğim değerleri oluşturmaktadır. Karstik bir arazide topoğrafik eğim derecelerine bağlı olarak, karstlaşma artmakta veya azalmakta, farklı karstik şekiller göze çıkmaktadır.

Yapılan araştırmalar, topoğrafik eğim değerleri yatay ve yataya yakın konumda olan karstik alanlarda (Ör: Plato-lar), yağış sularının karbonatlı kayalar üzerinde daha fazla süre ile kalması nedeniyle, erimenin, dolayısı ile karstlaşmanın daha yaygın geliştiğini göstermiştir (İNANDIK, 1962; BENER, 1965; ERİNÇ, 1971; SWEETING, 1973; JENNINGS, 1985; NAZİK, 1985, 1992; GÜNEYSU, 1987; WHITE, 1988; FORD v.d., 1989; PFEFFER, 1989). Bu gibi kesimlerde lapy, dolin, uvala, polye gibi karstik şekiller yaygın olarak gelişmektedir.

Topoğrafik eğim değerlerinin arttığı karstik alanlarda ise yağış suları, eğim doğrultusunda hızla akarak, karbonatlı kayaların üzerinde kimyasal erimenin oluşumuna olanak vermektedir. Eğim değerlerinin 10° - 30° arasında olduğu kesimlerde yağış suları, kimyasal erozyon yanında fiziksel aşınma da neden olmaktadır. Buralarda yer alan karstik şekillerin, topoğrafik eğimi takiben uzunlamasına biçim özellikleri gösterdikleri görülür (Ör: Yamaç dolinleri, oluklu lapyalar, kanalcıklı lapyalar, diyaklaz lapyaları gibi). Eğim değerlerinin 50° - 60° yi geçtiği karst alanlarında ise karstlaşma ve karstik şekiller genelde görülmemektedir. Bu kesimlerde gelişebilen şekillenmeler, yağış sularının karbonatlı kayalar üzerinden hızla akması sonucu fiziksel aşınma ile meydana gelmişlerdir.

İnceleme alanı üzerinde karstlaşmaya uygun karbonatlı kayaçların bulunduğu, topoğrafik eğim değerlerinin yatay ve yataya yakın olduğu kesimlerde, yoğun karstlaşma ve karstik şekiller yer almaktadır. Delikli lapyalar, kamenitsalar, diyaklaz lapyaları, kanalcıklı lapyalar, dolinler, uvalalar ve polye oluşumları gibi karstik şekillerin yaygın olarak görüldüğü bu alanlar, özellikle Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde yer almaktadırlar (Ör: Dulup Dağının batısında, Akgöynük Tepenin doğusunda, Kovada Gölünün doğusunda, Kovada Gölünün güneyinde olduğu gibi).

İnceleme alanı üzerinde topoğrafik eğim değerlerinin arttığı karstik kayaçlar üzerinde, eğim artışıyla orantılı olarak karstik şekillerin farklı gelişme gösterdikleri saptanmıştır. Topoğrafik eğim değerlerinin 10° yi geçtiği kesimlerde lapyalar, dolinler, uvalalar gibi karstik şekiller eğim doğrultusunda uzunlamasına biçim özellikleri göstermektedirler. Dolinler ve uvalalar alt taraflarından drenaja açık halde bulunurlar. Eğim artışı ile birlikte bu şekiller, gittikçe daha dar ve uzun biçim özellikleri gösterirler. (Ör: Boğazova Polyesinin batı yamaçlarında, Akgöynük Tepenin batı ve güneyindeki yamaçlarda, Köybeleni Tepenin batı yamaçlarında, Kovada Gölünün kuzeydoğusundaki platoluk alanlarda, Kocadağ'ın güneyinde ve Sütçüler ilçesinin kuzeydoğusunda görüldüğü gibi).

İnceleme alanında, topoğrafik eğim değerlerinin 60° yi geçtiği karstik kayaçlar üzerinde ise, karstlaşmanın gelişmediği, yer yer görülen diyaklaz ve oluklu lapyalar dışında karstik şekillerin bulunmadığı görülmektedir (Ör: Boğazova Polyesinin doğusundaki ve yer yer batısındaki yamaçlarda, Çayköy-Akdoğan platosunda yer alan Sarpgen Tepenin ve Kazancı Tepenin güneybatı yamaçlarında, Tepeli köyünün kuzeydoğusunda, Akdoğan köyünün kuzeybatısında, Dulup Dağının kuzey, doğu

ve batı yamaçlarında, Kocadağ'ın doğu yamaçlarında olduğu gibi).

Karstlaşmaya etki eden jeomorfolojik faktörlerden sonuncusu ise, yarıлма faktörüdür. Faylar ve/veya akarsuların derine doğru kazması ile oluşan yarılmalar, karstlaşmanın gelişimini hızlandırmaktadırlar.

Faylar; yarıлма etkisi ile karstik alanlarda karstlaşmanın derinliğini arttırarak, yoğun karst alanlarının oluşmasına olanak sağlarlar.

Akarsuların topoğrafya yüzeyi üzerinde yataklarını derine kazmaları ile gelişen yarılmalar ise; yerel taban seviyesinin alçalmasına, dolayısı ile yerel taban seviyesi ile topoğrafya yüzeyi arasındaki derinliğin artmasına neden olurlar. Yarılmalar sonucu vadi yamaçlarında karstik kaynaklar halinde su boşalım noktaları oluşur. Yeraltı suyunun boşalım hızı artar, karstlaşma hızlanır. Ayrıca, uvala, polye gibi karstik kapalı havzalar, akarsularla yarıldıklarında, yüzeyden veya yeraltından birbirlerine bağlanabilmektedirler.

Gerek faylar, gerekse akarsularla oluşan yarılmalarda, karstlaşmanın gelişiminin artması için, karbonatlı kayaların aralarında geçirimsiz birimlerin bulunmaması gerekir. Karbonatlı kayaları sınırlayan birimlerin bulunması halinde yarıлма faktörü, karstlaşmanın gelişimi yönünde etki göstermemektedir. Böyle durumlarda yarılmalar ancak arazinin jeomorfolojik özellikleri ve gelişimi yönünde farklılıklar oluşturmaktadırlar.

İnceleme alanında gerek faylar, gerekse akarsuların meydana getirdiği yarılmalarla, karstlaşma arasında yakın ilişkiler saptanmıştır.

Bölge genelinde ve inceleme alanında özellikle Miyosen sonları, Pliyosen başlarında etkin olan tektonik hareketler sonucu oluşan dikey yükselmeler ve yarılmalar, karstlaşmanın gelişimi (özellikle derine doğru) yönünde etkin rol oynamışlardır.

İnceleme alanının batısında yer alan Boğazova Polyesisinin her iki yanını sınırlandıran fayların meydana getirdiği yaklaşık 200 metrelik yarılmalar, polyenin oluşumunda karstlaşmayı başlatan ve hızlandıran en önemli faktörü oluşturmuşlardır. İnceleme alanının Çayköy-Akdoğan platosu kesiminde, karstlaşma yönünden önemli bir etki göstermeyen faylar, Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde karstlaşmanın gelişimi yönünde belirgin etkiler göstermektedirler. Dulup Dağının batısında yer alan faylanmanın meydana getirdiği yarıлма, batıda, Alıçdağı T. kesiminin yüksekte kalmasına ve buradaki karst derinliğinin artarak, yoğun karst şekillerinin oluşmasına yol açmıştır. Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde, kuzeyde Dulup Dağından güneyde Sağrak köyüne kadar uzanan alanda tespit edilen ters fayların oluşturduğu yarılmalar, bu kesimlerde karst derinliğini arttırmışlardır. Gerek Dulup Dağı çevresinde, gerekse Kocadağ ve batısında yer alan yoğun karstik şekillerin gelişiminde, adı geçen ters fayların önemli etkileri vardır.

İnceleme alanında akarsuların meydana getirdiği yarılmalar, karstik ve flüvyo-karstik şekillerin gelişimlerinde önemli etkiler oluşturmuşlardır. Çayköy-Akdoğan platosu üzerinde akarsuların meydana getirdiği yarılmalarla, Yuvalı-Sütçüler platosunun doğu ve güneybatısındaki alanlarda gözlenen akarsu şebekelerinin oluşturdukları yarılmalar, karbonatlı kayaçların karst taban seviyesi ile yerel taban seviyesi arasındaki derinliğin artmasına neden olmuşlardır. Bu derinlik artışı doğal olarak karbonatlı kayaçların boşlukları içindeki yeraltı sularının daha hızlı hareket

etmelerine ve akarsu vadileri boyunca birçok noktadan kaynaklar halinde boşalmalarına yol açmıştır. Böylece hızı artan yeraltı suları, eritici özellikleri yanında hidrolik aşındırma gücü ile de karstlaşmanın gelişimi yönünde etkili olmuşlardır. Çayköy-Akdoğan platosu üzerinde ve Kovada Gölünün güneybatısındaki kesimlerde karbonatlı kayaların yaygın olmaması, kalınlıklarının az olmasına rağmen, akarsuların meydana getirdiği yarılmalar ve suyun hidrolik aşındırma gücü, buralarda flüvyo-karstik şekillerin gelişmelerine olanak vermiştir.

2.1.3. İklim Faktörü

Karstlaşmaya etki eden faktörlerin en önemlilerinden birini de iklim faktörü oluşturmaktadır. Herhangi bir bölgede karstlaşmanın oluşabilmesi için, eriyebilir karbonatlı kayaların varlığı yanında, bu eriyebilirliği sağlayan uygun iklim koşullarının da bulunması gerekir.

İklim faktörünün karstlaşma üzerindeki etkisi, geniş alanlar dahilinde bölgesel ve/veya bir kuşak halindedir. Dolayısı ile iklim etkisi, karstlaşmayı denetleyen diğer faktörler gibi dar alanlar çerçevesinde değerlendirilemez.

İklim faktörü karstlaşma üzerinde en çok sıcaklık ve yağış parametreleri ile etkili olmaktadır. Isı şartları, yağış süresi, yağış miktarı, yağış şiddeti gibi değerler, karbonatlı kayalar üzerindeki erime üzerinde doğrudan etkili olan iklim parametreleridir.

İklim ayrıca, karstik alanlar üzerindeki toprak şartlarını, bitki örtüsünün karakterini ve bitkilerin hayati faaliyetlerinin şiddetini belirlemek gibi dolaylı etkilerle de karstlaşma üzerinde rol oynamaktadır.

Günümüze kadar, karstlaşma-iklim ilişkileri hakkında yapılan çalışmalar, yeryüzünde farklı iklim bölgelerinde yer alan karst alanlarında, sıcaklık ve yağış değerlerinin değişiklikler göstermesi sonucu karstlaşmanın gelişiminin de bu değerlere bağlı olarak azalıp çoğaldığını, karstik şekillerin farklı biçimsel özellikler gösterdiğini kanıtlamıştır (İNANDIK, 1962; BENER, 1965; ERİNÇ, 1971; SWEETING, 1973; JAKUCS, 1978; JENNINGS, 1985; NAZİK, 1985, 1992; GÜNEYSU, 1987; ATALAY, 1988; FORD v.d., 1989).

Bu çalışmalardan çıkan sonuçlara göre; sıcak-nemli ve ılıman-nemli iklimler, karstlaşmanın (özellikle yüzeysel karst) gelişimine en uygun iklim tiplerini oluşturmaktadırlar. Bu tip iklime sahip karst alanlarındaki karbonatlı kayalar, büyük bir hızla erimekte ve zengin karstik şekiller oluşmaktadır.

Kurak iklime sahip karbonatlı kayaç alanlarında ise genel olarak karbonatlı kayaçların erimesi ve karstlaşma olayı önemsiz değerlerdedir. Bu gibi yerlerde erime olayları ancak mevcut yeraltı drenajı boyunca oluşabilmektedir.

Soğuk iklime sahip bölgelerdeki karbonatlı kayalar, topoğrafya yüzeyindeki permafrost tabakanın varlığı nedeniyle yüzeysel karst şekillerinin gelişimi açısından uygun olmayan kesimleri oluşturmurlar. Bu bölgelerde çok şiddetli olan don etkisi ile jeolojik geçmişte, daha sıcak-yağışlı iklim koşullarında oluşmuş yüzeysel karstik şekillerin tahribi söz konusudur. Kutup bölgelerinde ancak don etkisi dışında kalan yeraltı kesimlerinde yeraltı karstik şekiller gelişme gösterebilmektedirler. Bunun yanında periglasyal bölge iklimi ve permafrostsuz karlı iklimler ılıman, sıcak mevsimlerde karların erimesi ile oluşan suların, eritici ve aşındırıcı özelliği ile karstlaşma üzerinde olumlu etkiler oluşturmaktadırlar. Periglasyal bölgelerde, yüzeysel karstik şekillerden

lapyalar gelişme gösterirken, yeraltı karstik şekiller fazlaca gelişme göstermezler. Permafrostsuz karlı iklimlerde yağışlar ve karların erimesi ile oluşan büyük su kütleleri, karbonatlı kayaların yeraltı boşluklarında büyük bir basınçla dolaşarak önemli ölçüde erimelere ve aşındırmalara yol açar. Birçok gelişmiş mağara sistemi, bu tip iklimlere sahip alanlarda yaygın olarak görülmektedir.

Yukarıda kısaca açıklanan bilgiler ışığında, inceleme alanının bulunduğu bölgede yer alan karstlaşma olayları ile iklim arasında önemli ilişkiler saptanmıştır. Günümüzde Akdeniz iklimi özelliği gösteren inceleme alanının bulunduğu bölge, jeolojik geçmişten günümüze birçok defa iklim farklılaşmasının etkisinde kalmıştır. Böylece iklim, buralarda görülen karstlaşma ve karstik şekillerin gelişimi, yoğunluğu üzerinde, kimi zaman negatif, kimi zaman ise pozitif etki oluşturarak önemli bir rol oynamıştır.

Ayrıntılı olarak karst jeomorfolojisinin evrimi bölümünde açıklanacağı gibi, inceleme alanında Orta Miyosen döneminde sınırlı olarak başlayan karstlaşma, Üst Miyosen'de, Pliyosen başı ve Pliyosen sonunda, Alt Pleyistosen'de, orta Pleyistosen'de, Holosen başlarında, Holosen ortalarında ve günümüzde meydana gelen iklim oynamalarından etkilenmiştir.

İnceleme alanının da içinde bulunduğu Batı ve Orta Toros'lar, Alt, Orta Miyosen'de sıcak-nemli iklim koşullarının etkisi altına girmiştir. Üst Miyosen'de, Tortoniyen sonuna kadar etkisini gösteren bu iklim koşullarının, özellikle Tortoniyen'de bölgede gelişmeye başlayan karstlaşma üzerinde olumlu etkiler yaptığı söylenebilir.

Üst Miyosen sonlarında (Messiniyen) gittikçe kuraklaşan ve kurak, sıcak bir iklimin etkisine giren bölgede yağış değerlerinin azalması ile iklim, karstlaşma yönünden olumsuz

bir etki yaratmış olmalıdır. Bu dönemde ancak yeraltı nehirleri boyunca gelişmiş, yeraltı karstik şekillerden bahsedilebilir.

İnceleme alanında günümüz jeomorfolojik özelliklerinin belirmeye başladığı Pliyosen döneminde iklim, serin-nemli dönemleri de olan subtropikal özelliklere sahip olması ile karakterize edilmektedir. Messiniyen sonrası, giderek artan yağışlı iklim rejimine geçen Alt Pliyosen dönemi, Pliyosen sonlarına doğru yarı kurak özellikler göstermeye başlamıştır. Böylece Pliyosen dönemi iklimi, genel olarak karstlaşmanın gelişimi yönünde etkili bir rejim özelliği göstermektedir.

Bölgede Pliyosen sonu, Alt Pleyistosen döneminde, serin-yağışlı evrelerle aralanan, az çok yağışlı sıcak bir iklimin etkinliği söz konusudur. Orta Pleyistosen'de bölge, Alt Pleyistosen'e oranla daha serin ve nemli bir iklim etkisine girmiş, akarsu etkinliği artmıştır. Holosen başlarında ($\pm$ 9000 yıl önce) iklimde belirgin bir kuraklaşma görülmüş, 6000-8000 yıl önce ise iklimik optimuma karşılık gelen dönemde iklim, yağışlı ve ılık bir döneme geçmiştir. Kısaca Pleyistosen'den günümüze, Kuvaterner devri boyunca, nemli-serin (plüviyal) ve daha kurak-ılıman (interplüviyal) devreler birbirlerini takip etmişlerdir. Böylece Kuvaterner'de, iklimin nemli dönemlerinde karstlaşmanın gelişimi yönünde etkiler söz konusu iken, kurak dönemlerde karstlaşmanın (özellikle yüzey karstının) yavaşlaması ve ancak yeraltı drenajı boyunca, yeraltı karstik şekillerin gelişimlerini sürdürebilecekleri düşünülebilir (Paleoklimatolojik veriler; ERİNÇ 1970, 1971'den ve EROL 1979b, 1981, 1983a, 1987, 1989, 1990a, 1991a, 1992'den alınmıştır).

Önceden de belirtildiği gibi inceleme alanı günümüzde, Akdeniz ikliminin İç Anadolu step iklimine geçiş özellikleri gösterdiği bir alanda yer almaktadır. Bu kesimlerde, Akdeniz

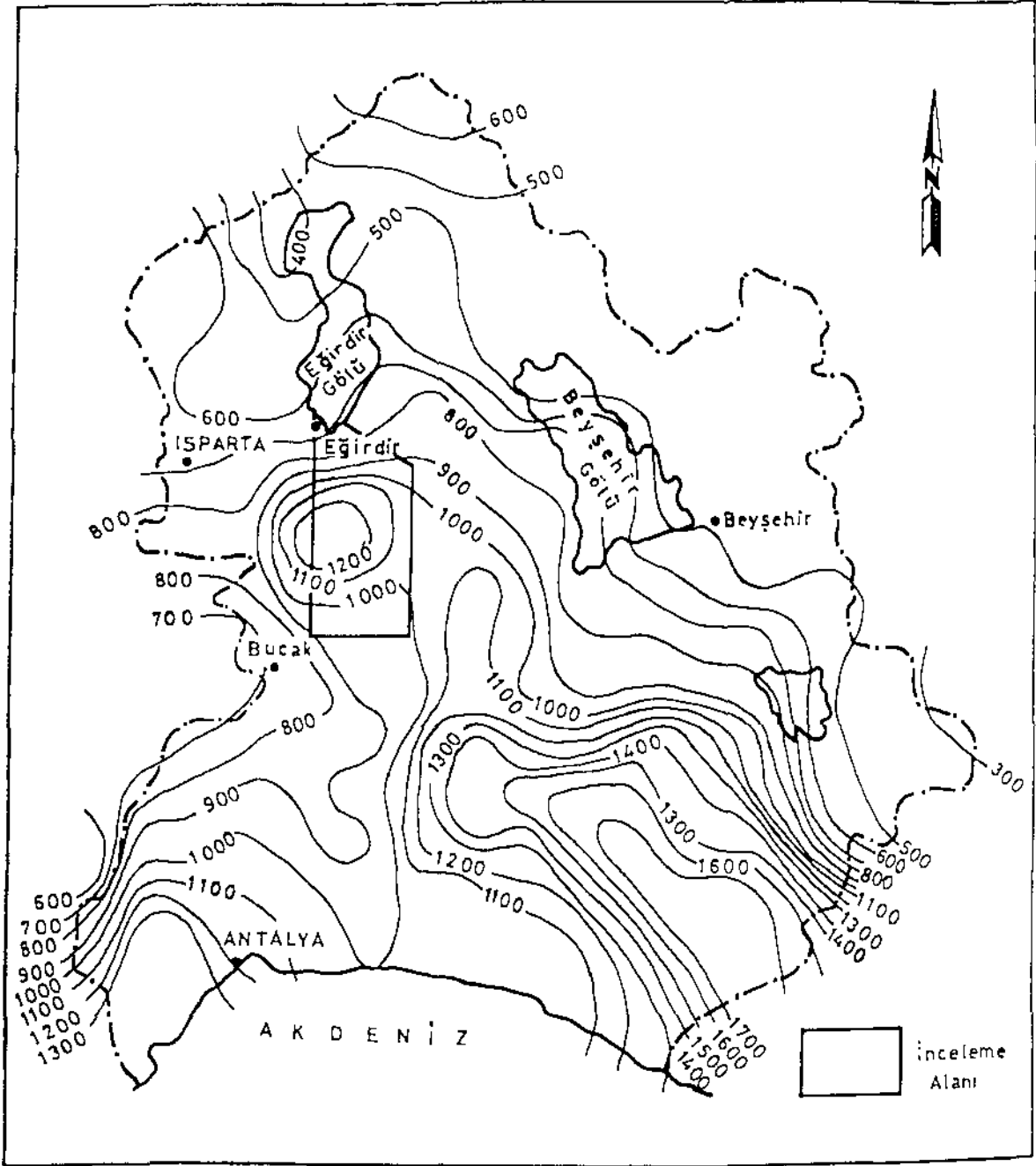
ikliminin kıyı bölgelerine oranla biraz daha farklı sıcaklık ve yağış değerleri göze çarpar. Yaz aylarında inceleme alanı ve çevresinde, Akdeniz kıyı bölgesine oranla daha düşük sıcaklık değerleri görülürken, bir miktar yağış kaydedilebilmektedir. Buna karşılık buralarda kış aylarında Akdeniz kıyı bölgelerine oranla daha düşük sıcaklık ve yağış değerleri gözlenmektedir. İnceleme alanı üzerinde ilkbahar ve sonbahar ayları ise ılık ve yağışlı geçmektedir (Tablo: 2-3). İnceleme alanında yüksek dağlık, platoluk alanları oluşturan kesimlerin ve Kovada Gölü çevresinin, sahanın en yüksek yıllık yağış değerlerine sahip yerleri olduğu anlaşılmaktadır (Şekil: 4).

Tablo 2: İnceleme Alanının Yakın Çevrelerine Alt Karşılaştırmalı Aylık ve Yıllık Ortalama Sıcaklık Verileri (DMİ, 1984'den alınmıştır)

İstasyon Adı	İstasyon Yüksekliği (m)	Gözlem Süresi (Yıl)	A Y L A R											
			Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Hazi.	Tem.	Ağus.	Eylül	Ekim	Kasım	Ara. Yıllık
ANTALYA	42	41	9.8	10.5	12.7	15.9	19.8	24.4	28.1	27.8	24.7	19.7	15.3	11.7 18.4
ISPARTA	997	51	1.7	2.9	5.8	10.6	15.3	19.6	23.1	22.9	18.4	13.1	7.9	3.6 12.1
BEYŞEHİR	1129	19	0.5	1.8	5.0	10.2	14.9	18.8	22.1	22.1	17.2	12.2	7.2	3.4 11.3

Tablo 3: İnceleme Alanının Yakın Çevrelerine Alt Karşılaştırmalı Aylık ve Yıllık Ortalama Yağış Verileri (DMİ, 1984'den alınmıştır)

İst. Adı	İst. Yüksek. (m)	Gözlem Süresi (Yıl)	A Y L A R											
			Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Hazi.	Tem.	Ağus.	Eylül	Ekim	Kasım	Ara. Yıllık
ANTALYA	42	50	255.8	161.3	89.4	43.7	29.2	3.2	2.5	2.4	12.1	62.2	111.5	269.8 1043.0
ISPARTA	997	50	91.5	74.7	61.4	52.1	59.0	36.3	12.0	9.7	16.6	37.2	48.2	99.4 598.2
BEYŞEHİR	1129	28	70.5	62.5	47.3	43.7	35.7	19.8	5.2	3.8	21.3	32.0	47.7	87.9 477.4



Şekil 4: İnceleme alanının da içinde bulunduğu, Beyşehir-Antalya karst alanlarının 20 yıllık (1957-1977) yağış ortalamalarına göre hazırlanmış eşyağış haritası (GÜRER v.d. 1980'den alınmıştır).

Gerek sıcaklık, gerekse yağış değerleri incelendiğinde, inceleme alanı genel olarak karstlaşmanın gelişimi açısından orta derecede şartlar içermektedir.

Tablo 4'de, Akdeniz bölgesinde yer alan Akdeniz karst kuşağında iklimik karst jeomorfolojisi yönünden erimeye etki eden faktörler ve etki oranları açıklanmıştır (JAKUCS, 1978).

Bu araştırmaya göre Akdeniz karst kuşağında toprak-bitki örtüsü ilişkisi ile oluşan olaylar sonucu iklimin dolaylı etkisi, karbonatlı kayaçların erimesinde önemli bir rol oynamaktadır.

Tablo 4: Akdeniz karst kuşağında iklimatik karst jeomorfolojisi yönünden erimeye etki eden faktörler ve etki oranları (Jakucs, 1978'e göre).

<u>Faktör</u>	<u>Etki Oranı (%)</u>
I. Atmosferik CO ₂	5
II. İnorganik toprak proseslerinden (Ör: Bozuşma) oluşan CO ₂	8
III. Topraktaki biyolojik CO ₂	55
IV. Diğer inorganik asitler	8
V. Organik asitler (Humus, humin ve bitki kökü asitleri)	24
TOPLAM	100

İnceleme alanının özellikle plato kesimleri üzerinde görülen, Akdeniz Bölgesine özgü bitki örtüsü çeşitlerinden maki topluluklarıyla, yer yer orman alanlarının bulunduğunu belirtmiştik. Buralarda bitki artıklarının toprak örtüsü içerisinde organik asit artışı sağlayacağı ve organik asitlerle birlikte toprağın yapısında bulunan biyolojik CO₂, inorganik CO₂ ve inorganik asitlerin, anakaya üzerindeki karstlaşmanın gelişimi üzerinde etkili olacakları bir gerçektir. Böylece, iklim, saha üzerinde dolaylı etkisi ile karstlaşma üzerinde etkin bir rol oynamaktadır. Bu konu bir sonraki bölümde ayrıntılı olarak açıklanacaktır.

Doğrudan yağış etkisi ile iklim, inceleme alanı üzerinde özellikle, Yuvalı-Sütçüler platosunun toprak ve bitki örtüsünden yoksun kesimlerinde de etkin rol oynamıştır. Yağışlar sonucu karbonatlı kayaçların eğimli, çıplak yüzeyleri boyunca akan suların eritici ve aşındırıcı özelliği etkisiyle oluşan oluklu lapya, kanalcıklı lapya gibi serbest lapya çeşitleri, yıllık yağışların da nispeten daha fazla

görüldüğü bu kesimlerde oldukça önemli örnekler oluşturmurlar. Ayrıca yağışlar sonucu, karbonatlı kayaların çatlakları boyunca sızan suların meydana getirdiği eritici aşındırıcı özellikler, günümüz iklim koşullarında da devam ettiğinden, diyaklaz lapyaları, dolin, uvala, polye vb. karstik şekiller, gelişimlerini aktüel olarak sürdürebilmektedirler.

İnceleme alanının 1700 metreden daha yüksek kesimlerinde çeşitli lapy komplekslerinin yer yer tahrip olmuş oldukları ve köşeli enkazlar oluşturdıkları gözlenmektedir (Ör: Dulup Dağının zirvelerinde olduğu gibi). Bu durum inceleme alanının yüksek kesimlerinde gece ile gündüz arasındaki ısı farkları ve özellikle kış aylarında gelişen, orta derecede don etkisi gibi iklim parametrelerinin oluşturduğu, mekanik çözülme olayları ile açıklanabilir. Daha önceleri Toroslar'ın değişik bölgelerinde yapılan incelemeler de bu görüşü desteklemektedir (BENER, 1965; ATALAY, 1973; KURTER, 1979). Bu yüksekliklerde yer alan oluklu lapyalar ve enkaz lapyaları dışında gözlenen, yer yer tahrip olmaya yüz tutmuş hemen tüm karstik şekillerin oluşumunu günümüz iklim koşulları ile açıklamaya olanak yoktur. Bu şekiller büyük bir olasılıkla bölgede günümüz iklim koşullarından daha sıcak, yağışlı bir iklime sahip olan Pliyosen sonu, Pleyistosen dönemleri esnasında ve daha alçak seviyelerde oluşmuşlardır. Bugünkü bulundukları seviyelere ise yükselmeler ile ulaşmışlardır.

İklim karstlaşma ilişkilerinde göz önüne alınması gereken önemli bir faktör de bakı'dır. Bölgelerin iklim özelliklerine bağlı olarak kimi yönler yağış, rüzgar v.b. parametrelere daha açık özellikler gösterirlerken, kimi yönler ise güneşi, dolayısı ile ısıyı daha fazla alabilmektedirler. Herhangi bir arazi üzerinde tepelik, dağlık, eğimli topoğrafik görünümün gösteren karbonatlı kayalardan oluşan yüzeylerin baktıkları yönlerle ilgili olarak, aldıkları ısı ve yağış değerlerinde de farklılıklar olacaktır. Böylece ısı-yağış değerlerinde görülen oynamalar, ısının ve yağışın art-

masıyla doğru orantılı olarak karstlaşmanın artışı yönünde etkili olacaktır.

İnceleme alanı üzerinde, güneydoğudan (Akdeniz'den) gelen hava akımları yağışların azalması yönünde, kuzeyden gelen hava akımları ise yağışların artması yönünde mikroklimatik etkiler oluşturmaktadırlar. Buna göre bakı nedeniyle, inceleme alanının kuzeye bakan kesimlerinde yer alan karstik kayalar üzerinde karstlaşmanın hızlanması yönünde etkiler olduğu söylenebilir. Doğrudan yağış etkisiyle oluşan oluklu lapyaların inceleme alanının kuzeye bakan yamaçlarında belirgin olarak gösterdikleri artış, oluklu ve diyaklaz lapyalarındaki gelişmişlik, bakı'nın güncel karstlaşmadaki rolünü açıkça ortaya koymaktadır.

2.1.4. Toprak ve Bitki Örtüsü Faktörü

Karstlaşma üzerinde etkili olan önemli faktörlerden birini de toprak ve bitki örtüsü faktörü oluşturmaktadır. Toprak ve bitki örtüsünün varlığına bağlı olarak karstlaşma hızlanmakta, karstik şekiller gelişmektedir. Nemli tropiklerde de görüldüğü gibi özellikle bol yağışlı, sıcak iklime sahip bölgelerde çözülme faaliyetlerinin hızlanmasıyla birlikte toprak oluşumu gelişmekte, bu toprak üzerinde zengin bir bitki örtüsü yayılım göstermektedir. Böylece, organik maddece zengin, biyolojik aktivitenin yüksek olduğu toprak bünyesi, yüksek oranda CO_2 içermektedir. Dolayısı ile yağışlarla, CO_2 ce zengin bu topraklardan zemine sızan suların eritici özelliği de daha fazla olmakta ve bu gibi bölgelerde görülen yoğun karstlaşmanın en önemli nedenini oluşturmaktadırlar (BENER, 1965; ERİNÇ, 1971; SWEETING, 1973; JAKUCS, 1978; JENNINGS, 1985; NAZİK, 1985, 1992).

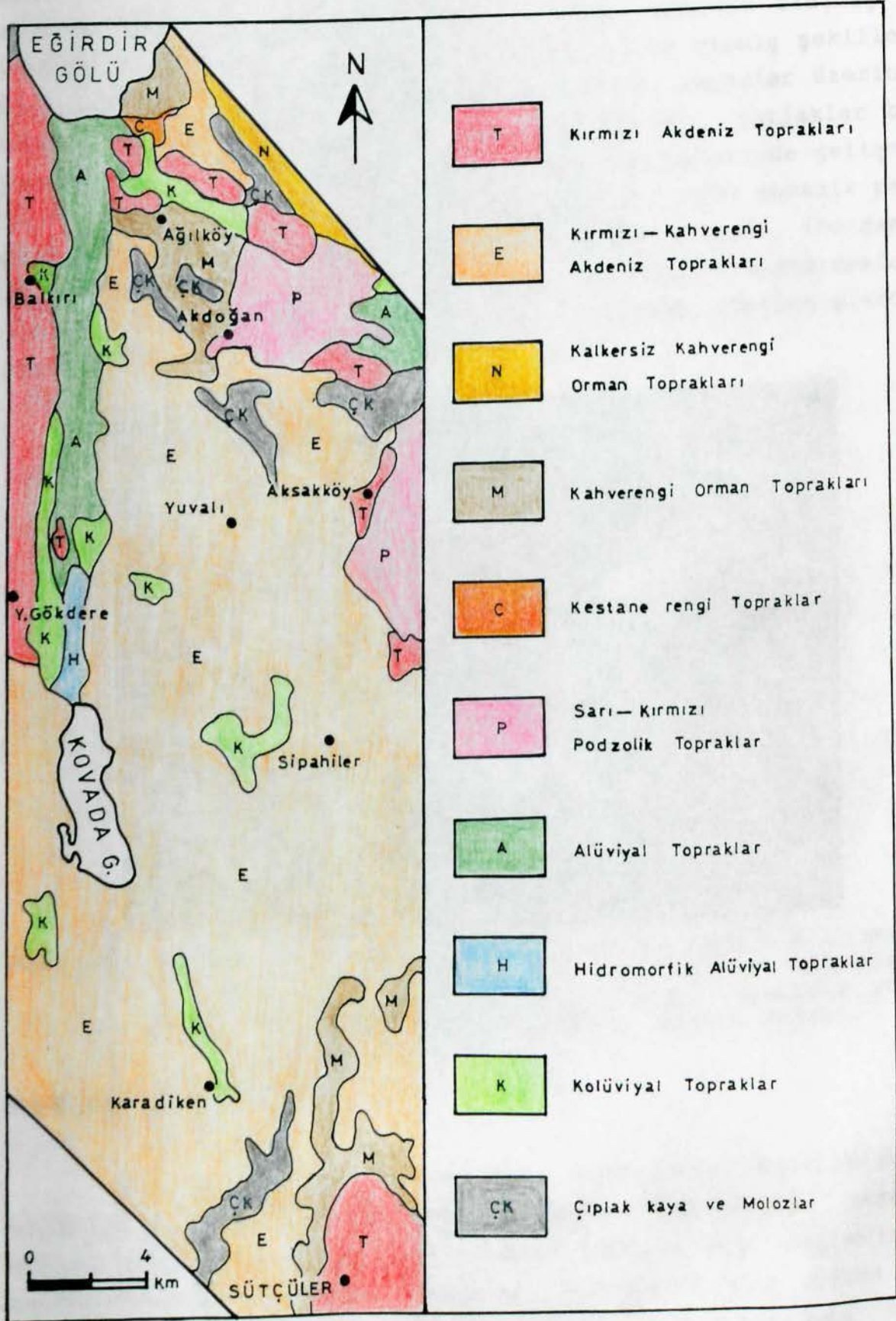
İnceleme alanı üzerinde oluşmuş toprak örtülerine ait özellikler Şekil: 5'de görülmektedir. Bu şekilden de anlaşılacağı gibi, inceleme alanında karstlaşmanın yoğun olduğu

Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde yaygın toprak tipini; kırmızı-kahverengi Akdeniz toprakları oluşturmaktadır. Kırmızı Akdeniz toprakları ile bir birlik oluşturan bu toprak tipi, genel olarak kireçtaşlarının ayrışması sonucu oluşmuştur. Bu tür topraklar günümüzden daha nemli ve sıcak iklim koşulları altında oluşmuşlardır (ERİNÇ, 1960b, 1965, 1971, 1982; GÜLÇUR, 1964; BENER, 1965; ATALAY, 1973, 1982, 1987, 1988; EROL, 1979b, 1983).

Yuvalı - Sütçüler platosu üzerinde genelde çok sığ ve şiddetli erozyona uğramış halde gözlenen kırmızı-kahverengi Akdeniz toprakları, platonun kuzeyinde; Dulup Dağının çevresinde, Akgöynük Tepenin çevresinde, platonun güneyinde ise; Sütçüler ilçesine bağlı Yenimahalle'nin batısındaki plato alanlarında seyrek, taşlı bir örtü halinde gözlenirler. Ayrıca Yuvalı - Sütçüler platosu üzerinde yer alan karstik şekillerden lapyaların, dolinlerin ve uvalaların birçoğunda, karstik boşluklar erime artığı terra rossa tipi topraklarla dolmuştur.

Kırmızı-kahverengi Akdeniz toprakları üzerinde ibrelili ve yaprağını döken ağaçlardan oluşan orman alanları, Akdeniz makî toplulukları yer almakta, bu bitki örtüsü Yuvalı-Sütçüler platosunun hemen her kesiminde gözlenmektedir.

Akdeniz karst kuşağındaki karstik erime üzerine yapılan çalışmalarda, toprağın ve bitkilerin karstlaşmadaki rollerinin % 95 gibi bir değere ulaşması (JAKUCS, 1978), inceleme alanı üzerindeki karstlaşmanın gelişimi açısından da, toprak ve bitki örtüsünün rolünün önemini ortaya koymaktadır. İnceleme alanında, özellikle yüksek plato kesimleri üzerindeki bitki topluluklarıyla kaplı toprak örtüleri içinde; inorganik CO₂, biyolojik CO₂ ve organik asit artışı olacağı bir gerçektir. Böylece, bitkilerle kaplı toprak örtüleri altında kalan karbonatlı kayalarda karstlaşmanın gelişimi hızlanmış, birçok karstik şekil bu sayede oluşabilmiştir. Özellikle Bozburun Tepenin doğusunda, Kocadağ'ın batısı ve güneybatısında,



Şekil 5: İnceleme Alanının Toprak Özellikleri Haritası (TOPRAKSU, 1970'den yararlanılarak hazırlanmıştır).

Karadiken köyünün batısında, yer yer tipik örneklerinin görüldüğü delikli lapyalar, toprak örtüsü altında oluşmuş ve toprağın erozyonla süpürülmesi sonucu açığa çıkmış şekillerdir. Ayrıca inceleme alanındaki karbonatlı kayalar üzerinde hemen her kesimde görülen diyaklaz lapyaları, çatlaklar boyunca oluşan erime artığı terra rossa topraklarında gelişmiş bitki köklerinin (Ör: Maki ve çalı kökleri gibi) mekanik parçalanma yönünde etkiler oluşturmaları, organik asit, inorganik CO_2 , biyolojik CO_2 artışı sağlayarak erimeyi hızlandırmaları sonucu, yarlara ve derinlere doğru gelişme göstermişlerdir (Foto: 19).



Foto 19: Akgöynük Tepeden karstik platoya genel bir bakış. Karstik plato üzerindeki dolin ve uvalaların tabanları toprakla kaplıdır. Plato üzerinde yoğun bitki örtüsü gelişmiştir (Foto, doğuya doğru).

2.1.5. Zaman Faktörü

Karst topoğrafyasına ait şekillerin özelliklerini belirleyen unsurlardan biri de zaman faktörüdür. Zamanın etkisi süre ile doğru orantılıdır. Belirli yapı tiplerinde, karbonatlı kayalardan oluşmuş sahaların dış etken ve süreçlerle değişmesi, şekillenmesi, süre arttıkça daha derinleşmekte ve kalıcı özellikler göstermektedir.

Zaman, karstik bir arazinin şekillenmesi üzerinde, kesinti ve karışıklıkların meydana gelmesi gibi olaylarla da, dolaylı yoldan etki göstermektedir. Jeolojik zamanlar içerisinde meydana gelen iklim değişiklikleri, yer kabuğu hareketleri, deniz seviyesindeki östatik oynamalar v.b. sebeplerle, topoğrafya şekillerinde, dolayısıyla karstik şekillenmenin evriminde duraklamalar, kesinti ve karışıklıklar meydana gelmektedir. Böylece zaman içerisinde meydana gelen, herhangi bir karst alanında belli dönemlerde gelişen karstlaşma, belirtilen olaylar sonucu aniden yavaşlayabilmekte, duraklamalar göstermektedir. Yine aynı karst alanında koşulların değişmesi ile yavaşlayan, duraklayan karstlaşmanın yeniden canlanması söz konusu olabilmekte, sonuçta polisiklik gelişim özelliği gösteren karstik şekiller oluşmaktadır.

İnceleme alanı üzerindeki karstik şekillerin büyük çoğunluğu Miyosen'den günümüze uzun bir zaman dilimi içerisinde gelişme göstermişlerdir. Araştırmanın, iklim ve karst jeomorfolojisinin evrimi bölümlerinde ayrıntılı olarak açıklandığı gibi, inceleme alanı üzerinde Miyosen'den günümüze kadar değişik iklimatik ve tektonik rejim özellikleriyle, karstlaşmanın zaman zaman durakladığı, daha sonra yeniden canlandığı tespit edilmiştir.

Sahanın Miyosen dönemi tektoniği ile belirlenen ve karstlaşma ile günümüze kadar şekillenmesini devam ettiren kesimleri genelde, derin ve geniş tabanlı karst özelliği göstermektedirler (Ör: Eğirdir Gölü çanağı, Boğazova Polyesi, Kovada Gölü çanağı, Karadiken Polyesi gibi).

Yine aynı dönemlerde gelişmeye başlayan ve gelişmeleri zaman zaman kesintiye uğrayan bazı karstik şekiller ise, iç içe geçmiş polisiklik özellikler gösterirler (Ör: Armutluyurt Tepenin kuzeyinde, Kovada Gölünün doğusundaki plato alanlarında, Kocadağ'ın güneybatısında, Domuz Tepenin batısında ve Karadiken Polyenin batı kesiminde görüldüğü gibi). Tüm bu

şekillerin yamaç profilleri genelde yayvan özellikler göstermektedir.

Günümüzde inceleme alanı üzerinde görülen ve büyük bir olasılıkla Pliyosen'in yağışlı devrelerinde gelişmeye başlayan akarsu drenajı, birçok kesimde görülen flüvyo-karstik kökenli şekillerin oluşmalarına neden olmuştur (Ör: Çayköy flüvyo-karstik depresyonu, Tepeli flüvyo-karstik depresyonu, Kurucaova flüvyo-karstik depresyonu ve Eskisar flüvyo-karstik depresyonları gibi). Pliyosen, Kuvaterner dönemlerinin yağışlı devrelerine ait özellikleri yansıtan ve ilerki bölümlerde ayrıntılı olarak açıklanacak olan flüvyo-karstik şekillerin oluşumu da zaman faktörünün dolaylı olarak karstlaşma açısından bir başka etkisini göstermektedir.

Sonuç olarak; Miyosen'den günümüze kadar uzun bir zaman diliminin inceleme alanı üzerindeki karstik şekillenmenin gelişmesi yönünde olumlu etkiler yarattığını söyleyebiliriz. Belli zaman dilimleri içinde, karstik kayaların farklı etken ve süreçlerle şekillendirilmeleri, günümüzde inceleme alanı üzerinde farklı boyut ve görünümdeki karstik şekillerin ortaya çıkmalarına neden olmuştur.

2.1.6. Karstlaşma-Akarsu İlişkileri ve Yeraltı Suyu Özellikleri

Bilindiği gibi yeryüzündeki karbonatlı kayalar üzerinde belirli bir düzene sahip olmayan, bozulmuş akarsu ağı örnekleri görülmektedir. Karbonatlı kayaların gözenekliliği sonucu oluşan geçirimsizlik, karstik arazilerin topoğrafya yüzeyinde akarsu drenajının gelişmemesinin başlıca nedenidir. Geçirimsizlik, karbonatlı kayaların litolojik özellikleri, boşluk oranı ve zayıf direnç hatları oluşturan, düzlemsel süreksizliklere bağlı olarak azalma veya artma yönünde değişik özellikler gösterebilmekte, dolayısı ile bu parametrelere bağlı olarak karstik arazilerde, karstlaşma - akarsu ilişkileri farklı özellikler göstermektedir.

Herhangi bir karstik arazide, karstlaşma - akarsu ilişkilerini değerlendirebilmek için, akarsu yoğunluğu ve akarsu dokusunu araştırmak gerekir. Karstlaşmanın görüldüğü kesimlerdeki akarsu yoğunluğu ve akarsu dokusu, geçirimsiz kayaç toplulukları üzerindeki akarsu yoğunluğu ve akarsu dokusundan düşük değerler gösterir. Ayrıca farklı karbonatlı kayaç birimlerinde de geçirimliliği yüksek olan karbonatlı kayaç, geçirimliliği daha az olan karbonatlı kayaca göre, daha düşük akarsu yoğunluğu ve akarsu dokusu değerleri gösterir (EROSKAY, 1978; SİPAHİ, 1984; NAZİK, 1985, 1992; GÜNEYSU, 1987).

Tablo 5'de inceleme alanı üzerinde yer alan karstik ve karstik olmayan litolojiler üzerindeki akarsu yoğunluğu ve akarsu doku özellikleri görülmektedir. Tabloda yer alan değerlerden de anlaşılabacağı gibi, inceleme alanındaki karstik karbonatlı kayaçlar üzerinde yer alan akarsu ağı, karstik olmayan kayaçlar üzerinde yer alan akarsu ağına oranla çok az gelişme göstermiştir.

Yaptığımız araştırmalarda, inceleme alanı üzerindeki karbonatlı kayaçların değişik özellikleri sonucu (litolojik, yapısal, topoğrafik eğim v.b. gibi) akarsu sayısı, akarsu uzunluğu ve akarsu yoğunluğunun da farklılıklar gösterdikleri saptanmıştır.

Tablo 5: İnceleme Alanının Akarsu Özellikleri

	Tüm Bölge (% 100)	Karstik Alanlar (% 68)	Karstik Olmayan Alanlar (% 32)
A =Yüzölçüm (km ²)	446	304	142
AU =Akarsu Uzunluğu (km)	284	85	199
AS =Akarsu veya Dere Sayısı	204	61	143
AY =Akarsu Yoğunluğu AU/A	0.63	0.27	1.40
AD =Akarsu Dokusu AS/A	0.45	0.20	1.00
AY/AD	1.40	1.35	1.40

İnceleme alanının batısında yer alan Boğazova Polyesi ve yakın çevresine bakıldığında, geçirimsiz ova tabanı üzerinde taşkın sularının kanalizasyonla edilerek akıtıldığı Boğazova su iletim kanalı dışında önemli bir akarsu drenajı göze çarpmaz. Bununla birlikte polye tabanına, gerek Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinden, gerekse inceleme alanının batısındaki plato alanlarından çoğu mevsimlik özellikte olan kısa dereler kavuşarak, su iletim kanalına kanalizasyon olmaktadır. Su iletim kanalı yapımı öncesine dayalı eski drenaj izleri, polye tabanındaki akarsu etkinliğinin düzensiz olmakla birlikte, karbonatlı kayalar üzerindeki drenaj yoğunluğuna göre daha yüksek değerler içerdiğini kanıtlamaktadır.

Çayköy-Akdoğan platosu inceleme alanı üzerinde akarsu ağının en yoğun gözlemlendiği kesimdir. Burada, zemini oluşturan kayaların genelde geçirimsiz formasyonlardan meydana geldiği, dolayısı ile akarsu drenajının buna bağlı olarak gelişme gösterdiği anlaşılmaktadır. "V" şekilli, sık, dar, küçük vadilerin ve yan kollarının yer aldığı bu kesimde, akarsular dandritik drenaj özellikleri göstermektedirler. Yer

yer kafesli drenaj örnekleri de görülür. Sonuçta; Çayköy-Akdoğan platosu, inceleme alanı üzerinde karstlaşmanın gelişmediği, genelde geçirimsiz kayaçların yer aldığı, bu nedenle akarsu drenajının ve yoğunluğunun yüksek değerler oluşturduğu bir kesimdir.

Karbonatlı kayaçların yaygın olarak bulunduğu ve karstik şekillerin oldukça fazla gelişme gösterdiği Yuvalı-Sütçüler platosu ise inceleme alanının diğer kesimlerine oranla akarsu yoğunluğunun az olduğu, hatta bazı kesimlerde hiçbir akarsu drenajının gözlenemediği (Ör: Dulup Dağının çevresi, Kocadağ'ın çevresi gibi) tipik bir alandır. Buralarda yağın yağışın çoğu, dolin, düden ve çeşitli erime boşlukları vasıtasıyla yer altına iletildiklerinden, yüzey drenajı hemen hiç görülmemektedir. Yakın jeolojik dönemlerdeki akarsu drenajının oluşturduğu vadiler, günümüzde, kuru vadi sistemlerini oluşturmaktadırlar. Karbonatlı kayaçlar üzerinde, sınırlı sayıda yer alan bozulmuş drenaj örnekleri de genelde dolomitik özellikli karbonatlı kayaçların yer aldığı kesimlerde (Ör: Yuvalı köyünün güneyi, Eskisar Uvalasının doğusu gibi) ve plato üzerindeki bazı uvala ve polye tabanlarında (Ör: Eskisar Uvalası, Karadiken Polyesi gibi) gözlenmektedir.

Yuvalı-Sütçüler platosunun güneybatısında yer alan Gökpinar Deresi, Kemer Dere, Şarderesi ve Bağırsak Dereleri, konglomeratik kireçtaşları üzerinde, süreksizlikler nedeniyle zayıf zonların olduğu kesimlerde gelişme göstermişlerdir. Bu akarsular da genelde mevsimlik özelliktedirler. Platonun doğusunda, geçirimsiz formasyonların yer aldığı kesimlerde ise, akarsu drenajının geliştiği göze çarpmaktadır.

Böylece, Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde karbonatlı kayaçlardan oluşan kesimler, akarsu sayısı, akarsu yoğunluğu ve akarsu dokusu özellikleri itibarıyla düşük değerler gös-

terirken, platonun doğusundaki geçirimsiz birimlerden oluşan arazi üzerinde, akarsu sayısında, akarsu yoğunluğunda ve akarsu dokusunda yüksek değerler göze çarpar.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde litolojik, stratigrafik ve yapısal özellikleri birbirinden farklı, yan yana veya üst üste gelmiş geçirimli ve geçirimsiz kayaç topluluklarının bulunduğunu daha önce belirtmiştik. Bu özelliklere bağlı olarak inceleme alanındaki yeraltı suyunun dağılımı da karmaşık bir özellik göstermektedir. Biz, çalışmamızın amacını aşmaması için inceleme alanındaki karbonatlı kayaçlar içerisinde yer alan yeraltı suyu dolaşımı ve bunun karstik şekillerle olan ilişkisini açıklamaya çalışacağız.

Bilindiği gibi karstlaşmaya uygun, karst taban seviyesinin topoğrafya yüzeyinden derinde bulunduğu ve belli bir kalınlığa sahip karbonatlı kayaçlar içerisinde belirgin bir yeraltı suyu zonu oluşmamaktadır. Bu gibi kayaçlar içerisinde çeşitli boyutlarda uzanan ve yer yer birbirleriyle kesişen bağlantılı erime boşluklarının oluşturduğu kanallarda basınçlı akımla serbest olarak hareket eden yeraltı suları, türbülanslı dolaşım özellikleri göstermektedir (BURDON v.d., 1963; CASTANY, 1969; EROSKAY, 1978, 1980; BÖGLİ, 1980; JENNINGS, 1985; NAZİK, 1985, 1992; ERGUVANLI v.d., 1987; GÜNEYSU, 1987, 1990; WHITE, 1988; FORD v.d., 1989).

Böylece yağışların bol olduğu mevsimlerde yeraltı boşluklarında seviyesi yükselen ve hareket hızı artan yeraltı suyunun, yağışın azaldığı devrelerde seviye düşüklüğü ve hareket hızında azalmalar tespit edilmektedir. Yapılan araştırmalarda özellikle yağışın artış ve azalışıyla paralel olarak, karstik arazilerde yeraltı sularının meydana getirdiği mevsimlik doğal dalgalanmaların, karstlaşma ve karstik şekillerin gelişimi üzerinde etkiler oluşturdıkları

saptanmıştır. Bu araştırmalara göre; Yeraltı suyu dalgalanmalarının ve hareketinin hızlandığı kesimlerde yüzeysel karst şekillerinin arttığı tespit edilmiştir (EROSKAY, 1978).

İnceleme alanının da içinde bulunduğu Göller Bölgesi ve Akdeniz arasındaki alanda yapılan hidrojeolojik, hidrolojik ve izotop hidrolojisi çalışmaları sonucunda, bölgede yerel dolaşım sisteminin oluştuğu, kireçtaşı ile karstik konglomera akiferlerinde yeraltı suyu hızlarının 3000 m/gün ile 5000 m/gün arasında değiştiği (GÜNAY, 1981) ve bu karst sisteminde yeraltı suyunun, piston akımı özelliği gösterdiği belirtilmiştir (SİPAHİ, 1984). Yine bu çalışmalarda bölgedeki yeraltı sularının eritici özellikte olduğu saptanmıştır.

Karstik boşluklara giren suyun boşluklar içerisindeki suları itmesi sonucu yeraltı suyu debisinde artışa neden olan piston akımının ve yeraltı sularının eritici özelliğinin, inceleme alanının Yuvalı-Sütçüler platosu kesimindeki yoğun karstlaşma üzerinde pozitif etki yarattığı söylenebilir.

İnceleme alanında yer alan karbonatlı kayalar içerisindeki yeraltı suyu dolaşımına ait özellikleri, çoğu, karbonatlı kayaç, geçirimsiz birim kantağından çıkan, karstik kaynakların boşalımları arasında ilişkiler kurarak açıklamak mümkün olmaktadır. Önceden de belirttiğimiz gibi, karbonatlı kayaları tabandan sınırlandırarak karst taban seviyesini oluşturan ve kısaca rift çökelleri olarak adlandırılan geçirimsiz birimler, 10 metrenin üzerinde bir kalınlık oluşturmalarında, geçirimsizlik yönünden yeterli bir engel oluşturmaktadırlar (SİPAHİ, 1984). Bu geçirimsiz birimler, konumlarıyla ilişkili olarak, inceleme alanındaki karbonatlı kayaların karstlaşmalarını ve önemli yeraltı suyu boşalma noktalarını denetlemektedirler.

Karbonatlı kayaçlar içerisindeki yeraltı sularının önemli boşalım noktalarına ait veriler Tablo 6'da görülmektedir. Hemen hepsi karbonatlı kayaçların geçirimsiz birimlerle olan kontakt noktalarından çıkan bu karstik kaynaklar; yağışlar sonucu karstik birimlerin yüzeyinden erime boşlukları boyunca derinlere sızan suların, karst taban seviyesini oluşturan geçirimsiz zon ile topoğrafya yüzeyinin çakıştığı kesimlerden boşalmaları sonucunda meydana gelmişlerdir (Foto: 20). Bu ilişki değerlendirildiğinde, yağışlar sonucu Dulup Dağının çevresindeki yüzeysel karstik şekillerden derine sızan suların kuzeye ve kuzeydoğuya doğru hareketle, Değirmen ve Karasu karstik kaynaklarından boşaldığı düşünülmektedir (Foto: 21). Kovada Gölünden ve gölün güneybatısındaki düdenlerden güneye, Gökpınar karst kaynaklarına doğru yeraltı drenajı olduğu boya deneyleriyle saptanmış, yine Kovada Gölünden, Kocadağ çevresinden, Karadiken polyesinden zemine sızan suların yeraltı karst drenajı halinde akarak, güneyde, inceleme alanı dışında kalan Çandır kaynakları ve Bağırsak Deresi vadi yatağına boşaldığı düşünülmektedir (SİPAHİ, 1984 ve DEĞİRMENCİ, 1989'nin verilerine göre).

Tablo 6: İnceleme Alanının Önemli Karstik Kaynaklarına ait Özellikler (veriler, SİPAHİ, 1984'den alınmıştır).

Karstik Kaynağın Adı	Bulunduğu Mevki	Yükseltisi	Ortalama Debi
Değirmen Kaynağı	Bozburun Tepenin Kuzeybatı Etekleri	1170 m.	190 lt/sn
Karasu Kaynağı	Dolup Tepenin Kuzey etekleri	1190 m	130 lt/sn
Kocapınar Kaynağı	Y.Gökdere Köyünün 1 km güneyi	940 m	300 lt/sn
Gökpınar Kaynağı	Köyyeri mahallesinin 2 km kuzeybatısı	700 m	1050 lt/sn



Foto 20: Dulup Dağının kuzeydoğu eteklerinde yer alan, Karasu karstik kaynağı (foto, güneybatıya doğru).



Foto 21: Dulup Dağının kuzeydoğu eteklerinde yer alan Deniz ve Karasu karstik kaynaklarının oluşturdukları bataklık ortam (foto, kuzeybatıya doğru).

İnceleme alanı üzerindeki karstlaşma ve yeraltı sularının ilişkisi ile ilgili olarak deniz seviyesi oynamalarının da etkisi bulunmaktadır. Bilindiği gibi Pleyistosen'de buzul ve buzul arası devreler birbirini takip etmiştir. Buzul devrelerinde ve özellikle Würm'de deniz seviyesinde meydana gelen ortalama 90 metrelik seviye düşüklüğü (ERİNÇ, 1971), doğal olarak karalardaki yeraltı suyu seviyesinin de belli ölçüde düşmesine neden olacağından, bu devrelerde inceleme alanındaki karstlaşmanın derinliğinin de artmış olması gerekmektedir. Böylece özellikle Dulp Dağının çevresi, Akgöynük Tepenin çevresi, Kocadağ'ın çevresi gibi derin karst özellikleri görülen kesimlerde, Pleyistosen'deki yeraltı suyu dalgalanmaları ile karstlaşma arasında yakın ilişkiler bulunmalıdır.

2.2. Karstik Şekiller

İnceleme alanı üzerindeki karbonatlı kayalarda değişik özellikte ve boyutta lapyra, dolin, uvala, polye, düden, kuru vadi, çıkmaz vadi, karstik boğaz, mağara gibi karstik aşınım şekilleri oldukça fazla sayıda yer almaktadırlar.

Bundan önceki bölümlerde açıkladığımız gibi, inceleme alanı üzerinde yer alan karstik şekiller, değişik parametrelerin etkisi altında, kimi kesimlerde yaygın ve gelişmiş, yoğun karst özellikleri gösterirken, kimi kesimlerde ise, sığ karst özellikleri göstermektedirler.

Bu bölümde inceleme alanı üzerinde yukarıda sıraladığımız yüzeysel ve yeraltı karstik şekillere ait özellikleri açıklayacağız.

2.2.1. Lapyalar

Yüzeysel mikrokarstik şekillerden lapyalar, inceleme alanının karbonatlı kayaçlarla kaplı hemen tüm kesimlerinde yaygın olarak gözlenen şekil unsurlarını oluştururlar. Lapyalar, inceleme alanındaki değişik etki faktörlerine bağlı olarak; oluklu lapyalar, dalga lapyası, kanalcıklı lapyalar, diyaklaz lapyası, tabaka başı lapyası, kamenitsa, korrozyon çentiği, delikli lapyalar, kovuklu lapyalar, lapyalar kompleksi ve enkaz lapyası gibi çeşitli örnekler oluşturmuşlardır.

2.2.1.1. Oluklu Lapyalar

Oluklu lapyalar, inceleme alanı üzerinde yaygın olarak gözlenen serbest lapyalar türlerindendir. Bunlar, eğimli karbonatlı kayaç yüzeyleri üzerinde, birinci tip erime tarzının etkisi altında oluşmuş, nisbeten sığ, korrozif çukurluklardır (BÖGLİ, 1960; ERİNÇ, 1971). Buna göre, oluklu lapyaların oluşumlarında, yağmur sularının karbonatlı kayaçlar üzerindeki doğrudan etkisi en önemli eritici ve şekillendirici faktördür. Oluklu lapyaların gelişim özellikleri dikkate alındığında, genelde güncel karstlaşmanın izlerini taşıdıkları görülür.

İnceleme alanı üzerinde CaCO_3 oranının yüksek olduğu ve tabaka eğiminin 30° civarında bulunduğu karbonatlı kayaçlar üzerinde oluklu lapyaların en gelişmiş örnekleri görülmektedir. Oluklu lapyaların arazi üzerinde tespit edilen örneklerinin enine kesitlerinin genişliği; 1-2 cm, derinlikleri ise; 0,5-1 cm arasındadır. Olukların boyuna uzanımları yer yer 50-60 cm'yi bulur (Foto: 22-23-24).

Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde; Dulup Dağının çevresinde, Bozburun Tepenin güneyinde, Armutluyurt Tepenin güneyinde, Akgöynük Tepenin çevresinde, Armutlusivri Tepenin

güneyinde, Kocadağ'ın çevresinde, Karadiken Polyesinin batı kesimlerinde oluşmuş dolin ve uvalaların yamaçlarındaki hafif, orta eğimli karbonatlı kayaçlar, oluklu lapyaların en tipik örneklerinin görüldüğü yerlerdir. Ayrıca plato üzerinde özellikle Alakilise Formasyonunu oluşturan ve tabaka eğim değerlerinin arttığı karbonatlı kayaçlar üzerinde de oluklu lapyalar gelişmiş örnekler oluşturlar.

Çayköy-Akdoğan platosu ve Boğazova Polyesi-Kovada Gölü çevrelerinde de özellikle eğimli karbonatlı kayaç yüzeylerinde, çeşitli boyutlarda oluklu lapy örneklerine rastlamak mümkündür. Ancak gerek bu kesimlerde, gerekse Yuvalı-Sütçüler platosundaki dolomitik kireçtaşları üzerinde gelişmiş oluklu lapyaların, boyutlarının ufaldığı, oluklar arasındaki sırtların basıklaştığı göze çarpar.

2.2.1.2. Dalga Lapyaları

Dalga lapyaları, Kovada Gölü kıyılarında ve kıyının biraz gerilerindeki eğimli kireçtaşı yüzeylerinde görülen serbest lapy çeşitlerindendir. Göl dalgalarının kıyı bölgesindeki kayalara çarpması sonucu, kireçtaşı yüzeylerinde, suyun çarpma aşındırması ve eritmesiyle oluşmuşlardır. Kıyı bölgesinde yer alan dalga lapyaları güncel karstik şekiller olmalarına rağmen, kıyı gerisinde (kıyıdan 8-10 m geride) yer alan dalga lapyaları paleokarstik şekillerdir. Dalga lapyaları üzerinde yer yer görülen liken cinsi yosunlar, salgıladıkları kök asitleriyle kimyasal korozyona neden olmaktadır (Foto: 25).



Foto 22: Karadiken köyünün batısındaki yoğun karst alanlarında yer alan dolinlerin yamaç yüzeylerinde gelişmiş, oluklu lapyalar (foto, batıya doğru).



Foto 23: Karadiken köyünün batısındaki yoğun karst alanlarında yer alan oluklu lapyaların üstten görünüşü. Fotoğrafta, yüzeyel su akışının, kayanın eğimine bağlı olarak farklı iki yöne doğru oluşturduğu korrozif etki açıkça görülmektedir.

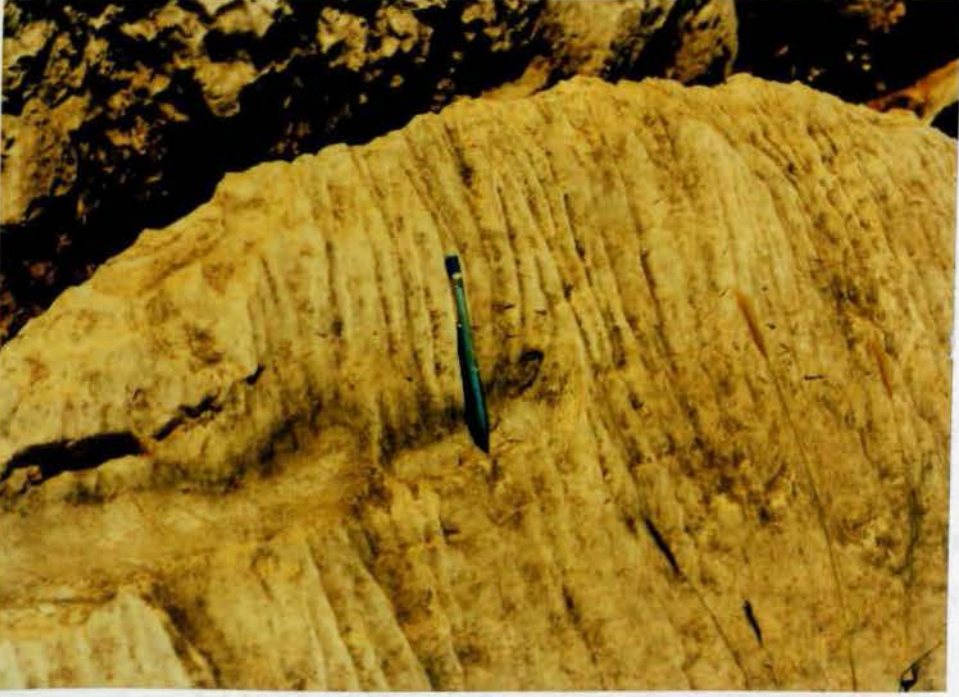


Foto 24: Kovada Gölünün güneybatısındaki dolomitik kireçtaşlarının yüzeyleri üzerinde gelişmiş, oluklu lapyalar (foto, doğuya doğru).



Foto 25: Kovada Gölünün batısında yer alan yarımada'nın kıyı gerisinde, eğimli kireçtaşı yüzeyleri üzerinde gelişmiş, dalga lapyaları. Fotoğraftaki dalga lapyalarının oluşumlarında, göl dalgalarının çarpma etkisi yanında, kayaç üzerinde gelişmiş likenlerin salgıladığı kök asitlerinin de rolleri vardır (foto, güneydoğuya doğru).

2.2.1.3. Kanalcıklı Lapyalar

İnceleme alanına düşen yağışların yüzeysel akışa geçerek karbonatlı kayaçlar üzerinde oluşturdıkları diğer bir serbest lapy türü de kanalcıklı lapyalardır.

Kanalcıklı lapyalar da oluklu lapyalar gibi en tipik örneklerini yakaşık 30° eğimli, CaCO_3 oranı yüksek kireçtaşı yüzeylerinde göstermektedirler. Karbonatlı kayaçlar üzerindeki çatlak v.b. kanallarda toplanan yağmur suları, bu kanallarda kanalize olarak, eğimi takiben erimeyi kolaylaştırmakta, gerek boyuna gerekse derine doğru gelişme göstererek, kanalcıklı lapyaları oluşturmaktadır. Kanalcıklı lapyaların boyları yer yer; 3-4 m, derinlikleri de; 30-40 cm'lere ulaşabilmektedir. Dolomitik kireçtaşları üzerinde gelişen kanalcıklı lapyalar ise, nispeten basık kenarlı, azalan derinlik ve boy değerlerine sahip örnekler göstermektedirler. Arazi üzerinde eğim değerlerinin az olduğu kesimlerde kıvrımlar oluşturarak uzanan kanalcıklı lapyaların, eğim değerlerinin arttığı kesimlerde, daha düz şekiller oluşturdıkları gözlenmektedir.

İnceleme alanı üzerinde Akgöynük Tepenin batısındaki yamaçlar, Alıçdağı Tepenin güneybatısındaki yamaçlar, Kurucaova Uvalasının kuzeyindeki yamaçlar, Kovada Gölünün doğusundaki yamaçlar, Armutlusivri Tepenin yamaçları, Kocadağ'ın güneyindeki eğimli yüzeyler ve Eyüpler köyünün güneyindeki yamaçlar, kanalcıklı lapyaların en tipik örneklerinin görüldüğü kesimlerdir (Foto: 26-27).

2.2.1.4. Diyaklaz Lapyaları

İnceleme alanı üzerinde en fazla görülen serbest lapy çeşitlerinden birisi, diyaklaz lapyalarıdır. Diyaklaz lapyaları, karbonatlı kayaçların diyaklazlanıran aşağıya

sızan suların meydana getirdiği korrozyon sonucu oluşurlar ve diyaklazları genişletirler. Arazi üzerinde diyaklaz lapyalarının dağılımları, kuruluş düzenleri ve uzanımları ile kayaçların diyaklaz sistemleri arasında paralellikler görülmektedir. Diyaklaz lapyaları da genel olarak güncel karstik şekillerdendir.

Diyaklaz lapyaları inceleme alanı üzerindeki en gelişmiş örneklerini Alakilise Formasyonunu oluşturan kireçtaşları üzerinde, tabaka eğiminin yatay veya yataya yakın olduğu kesimlerde göstermektedirler (Foto: 28-29). Buralardaki diyaklaz lapyalarının içlerinde toprak örtüsü bulunmamaktadır.

İnceleme alanında kuzeye bakan kesimlerde yer alan karbonatlı kayaçların daha fazla yağış almaları, bu kesimlerde diyaklaz lapyalarının da daha fazla gelişmelerine yol açmıştır. Eğimin dikleştiği yerlerde, diyaklaz lapyalarının gelişim hızlarının ve özelliklerinin azaldığı görülmektedir. Bu gibi yerlerde oluklu, kanalcıklı lapyaların geliştikleri görülür (Foto: 30).

Eğim değerleri yataya yakın ve diyaklaz sistemlerinin birbirini yoğun olarak kestiği kesimlerdeki karbonatlı kayaçlar üzerinde gelişen diyaklaz lapyalarının görünümleri ve gelişimleri, diğer diyaklaz lapyalarından farklıdır. Bu çeşit lapyalarda gelişme daha çok derinlemesine olmakta, gelişmeyle paralel olarak birbirini kesen diyaklaz sistemleri boyunca gelişen diyaklaz lapyaları, birbirleriyle birleşerek üzüm salkımı görünümünde, dallı budaklı şekiller oluşturmaktadırlar (Foto: 31). Bu tür diyaklaz lapyalarının içlerinde yer yer toprak oluşumları gözlenmekte ve ufak otsu bitkiler yer almaktadır. Böylece suyun korrozif etkisi yanında toprak ve bitki örtüsü faktörü nedeniyle de, diyaklaz lapyalarının gelişimleri üzerinde korrozif etkiler söz konusu olmaktadır.

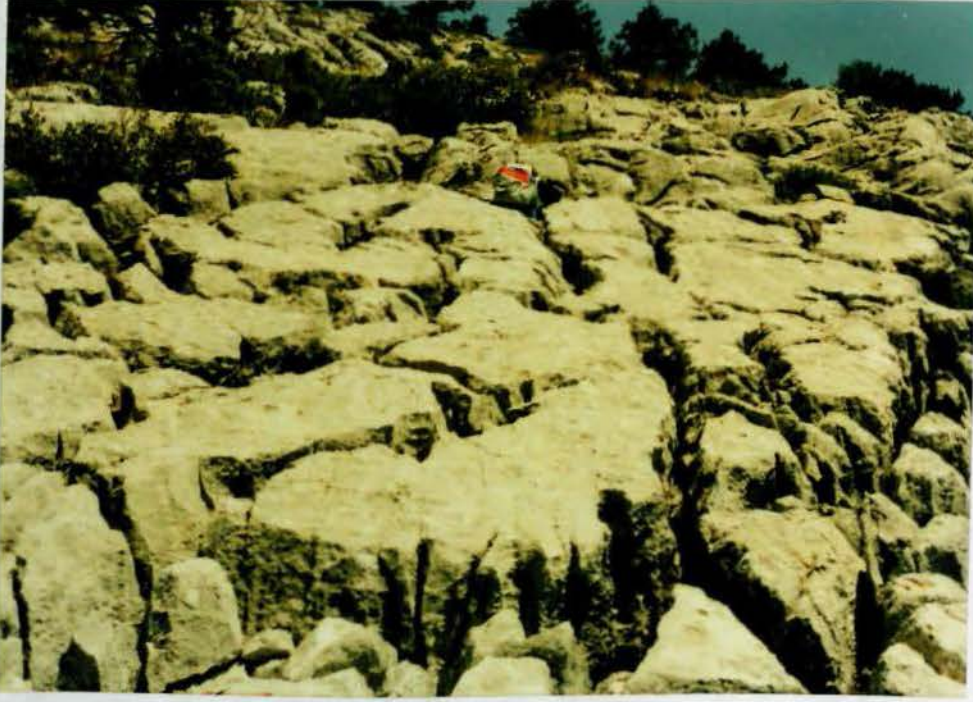


Foto 26: Akgöynük Tepenin batı yamaçlarında yer alan, ortalama 30° batıya eğimli kireçtaşı yüzeyleri üzerinde gelişmiş, kanalcıklı lapyalar. Bu kesimde yer alan lapyaların kanal derinlikleri, yer yer 40 cm'ye yakın değerler göstermektedir. Kanallar tabaka eğimi yönünde uzanmakta ve yer yer diyaklaz lapyalarıyla kesilmektedirler (foto, doğuya doğru).

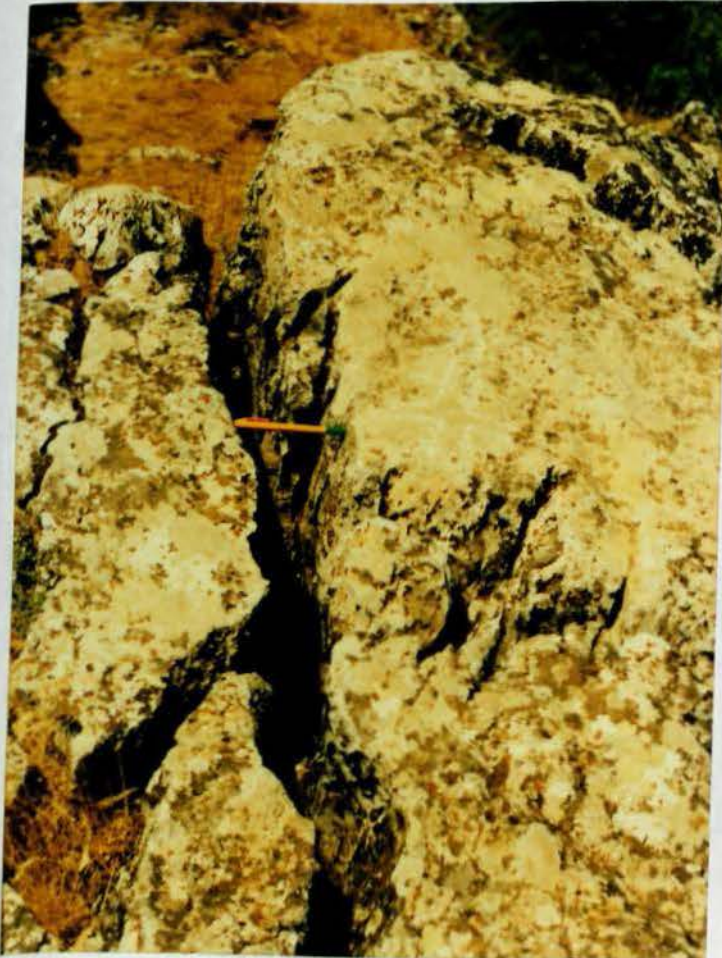


Foto 27: Yuvalı köyünün güneyinde yer alan, eğimi yataya yakın kireçtaşı yüzeylerinde oluşmuş, kanalcıklı lapyalar (foto, kuzeybatıya doğru).

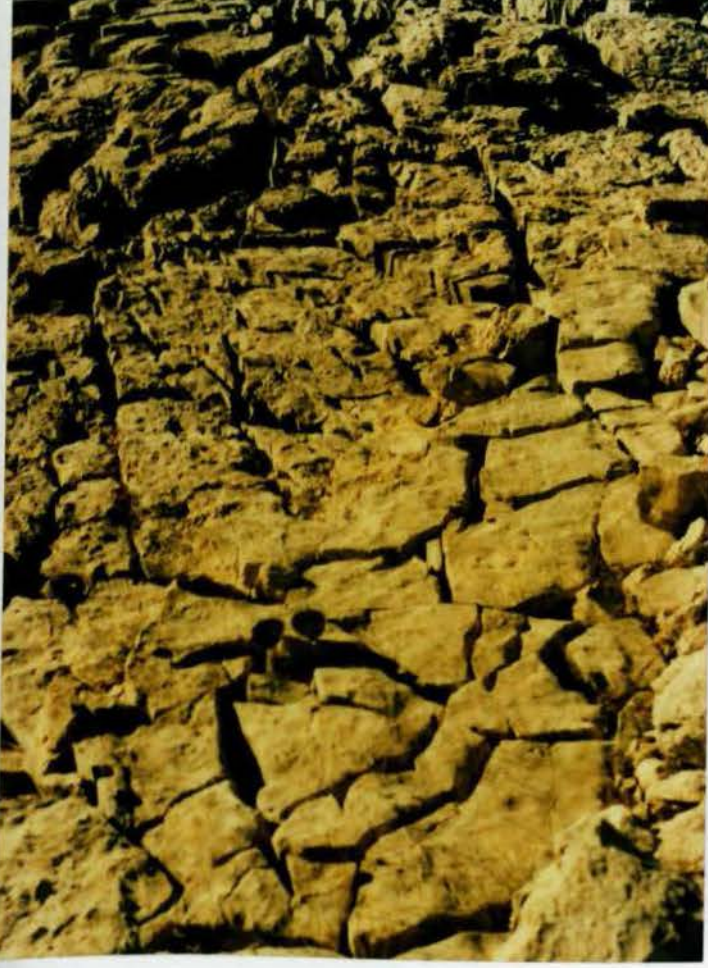


Foto 28: Bozburun Tepenin çevresinde yer alan, diyaklaz lapyaları (foto, kuzeye doğru).



Foto 29: Bozburun Tepenin çevresinde yer alan, diyaklaz lapyaları (foto, kuzeydoğuya doğru).

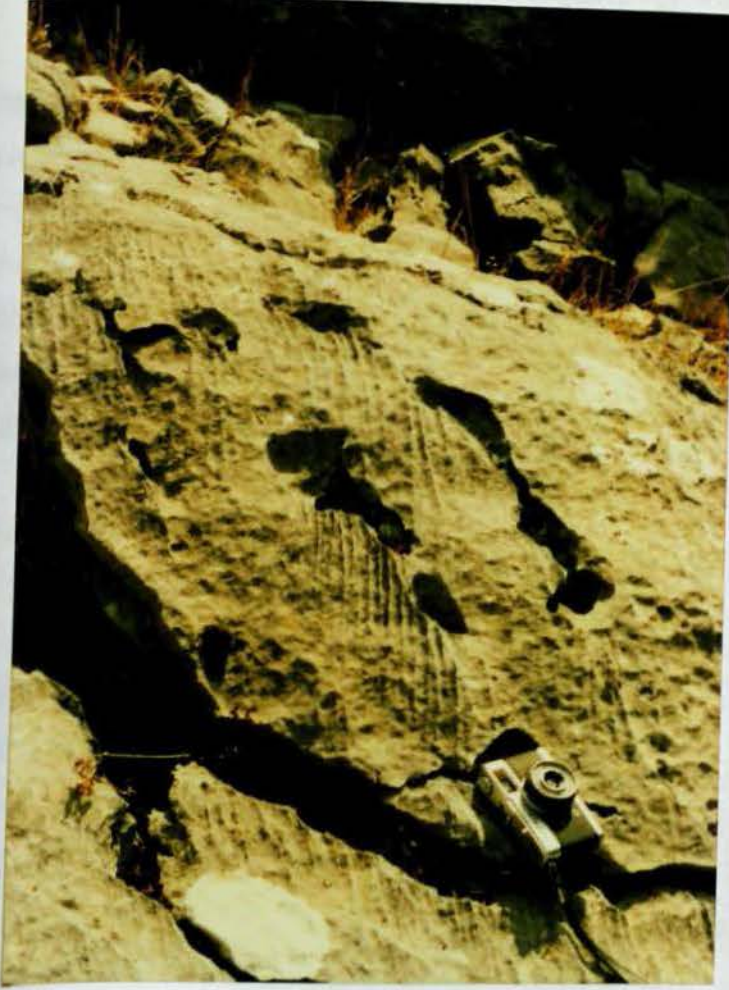


Foto 30: Karadiken köyünün batısındaki yoğun karst alanlarında yer alan eğimli kireçtaşı yüzeyleri üzerinde kısmen gelişme göstermiş, diyaklaz lapyaları ve oluklu lapyalar (foto, doğuya doğru).

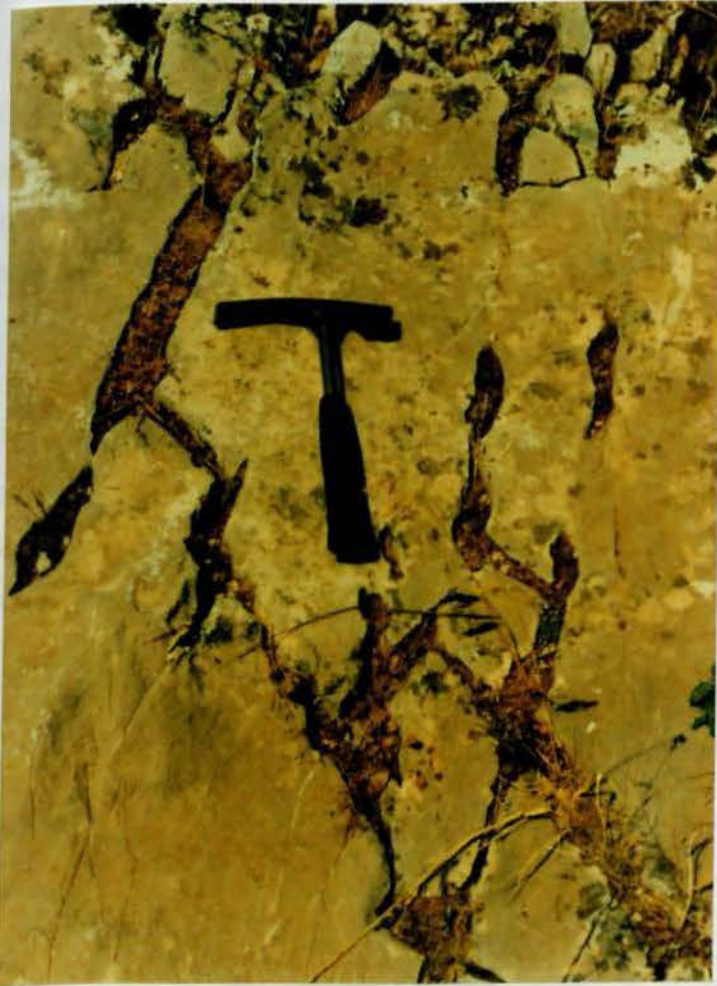


Foto 31: Armutlusivri Tepenin kuzeyinde yer alan, eğimleri yataya yakın kireçtaşı yüzeylerinde, birbirini kesen diyaklaz sistemleri boyunca oluşmuş, diyaklaz lapyaları

Toprak örtüsü altında gelişimlerini sürdüren delikli lapyaların bazı ilkel şekilleri, diyaklaz lapyalarının bu türlerinin gelişimleri sonucu ortaya çıkmaktadır (Foto: 32). İnceleme alanının 1700 metreden yukarıda kalan kesimlerindeki diyaklaz lapyalarının gelişimlerinde, kış aylarında oluşan kar örtülerinden sızan CO_2 miktarı bol olan suların eritici etkisi büyük rol oynamaktadır.

2.2.1.5. Kamenitsalar

Kamenitsalar, inceleme alanında yer yer çıplak, yer yer de toprak, otsu bitkiler ve bitki artıklarıyla (humus) kaplı karbonatlı kayaların bulundukları kesimlerde görülen yarı serbest lapyaya çeşitlerindendir. Bunlar birbirlerinden bağımsız olarak gelişmişlerdir. Tencere, kazan veya eliptik çukur şekillere sahip olan kamenitsalar, toprak örtüsü altında oluşmuşlardır (BÖGLİ, 1960; ERİNÇ, 1971; NAZİK, 1985, 1992).

Kamenitsaların inceleme alanı üzerindeki örnekleri, 10 cm ile 1 m arasında değişen çap uzunluğuna sahipken, derinlikleri 10 cm ile 60 cm arasında değişen değerler gösterirler. Buradaki kamenitsaların tabanları, toprak örtüsü ve yer yer taşlarla kaplıdır. Genel olarak ufak otsu bitkiler ve algler kamenitsaların taban yüzeyleri üzerinde gelişme gösterirler (Foto: 33). Böylece toprak yapısında bulunan biyolojik CO_2 ve bitki faaliyetleri sonucu oluşan organik asitlerin, kamenitsaların taban yüzeylerinde yer alan algler, özümleme faaliyetleri esnasında CO_2 'in azalmasına neden olmaktadırlar (BENER, 1965; ERİNÇ, 1971). Bu nedenle korrozyon daha çok, kamenitsa kenarlarında, orta kesime oranla daha yüksek olan CO_2 'in erimeyi hızlandırması sonucu oluşmaktadır. Böylece, kamenitsaların çapları derinliklerinden daha büyük olmaktadır.



Foto 32: Bozburun Tepenin güneyinde yer alan bir dolin yamacında. Kireçtaşı yüzeyindeki diyaklaz sistemi boyunca gelişmiş, diyaklaz lapyaları. Fotoğrafta da görüldüğü gibi çatlaklar içinde bulunan toprak ve otsu bitkilerin varlığı, delikli lapyaların ilkel şekillerinin oluşumuna yol açmıştır.



Foto 33: Akgöynük Tepenin batı yamaçlarında, Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları üzerinde gelişmiş, kamenitsa (foto, kuzeye doğru)

İnceleme alanı üzerinde CaCO_3 oranı yüksek kireçtaşı seviyelerinde, gerek yanal gerekse derine doğru gelişme olanağı bulan kamenitsalar, CaCO_3 oranının düştüğü ve dolomitleşmenin arttığı karbonatlı kayaçların yer aldığı kesimlerde daha küçük ölçekte örnekler gösterirler (Foto: 34-35-36).

İnceleme alanındaki kamenitsaların gelişimleri üzerinde etkili olan bir başka faktör de eğimdir. Yatay ve yataya yakın kireçtaşı tabakalarının bulunduğu kesimler, kamenitsaların en gelişmiş örneklerinin görüldüğü yerlerdir.

Genel olarak toprak örtüsü altında gelişen kamenitsaların, yüzeysel akışla meydana gelen lapyâ çeşitleri, (Ör: Oluklu lapyalar, kanalcıklı lapyalar v.b.) ve diyaklaz lapyalarına göre daha eski dönemlerde oluşmuş olmaları gerekmektedir.

2.2.1.6. Tabaka Başı Lapyaları

Tabaka başı lapyaları, inceleme alanında, eğimli kireçtaşı tabakalarının birbirleriyle temas ettiği yüzeylerin tabaka başlarında ve tabaka doğrultusu boyunca gelişmiş yarı serbest lapyâ çeşitlerindendir.

Kireçtaşlarının tabaka aralarına sızan sular buralarda erimelere neden olmuşlar ve tabaka başı lapyaları oluşmuştur. Tabaka başı lapyaları tabakaların eğim yönlerine bağlı olarak genelde asimetric şekiller oluşturmaktadırlar. Lapyanın tabaka eğimi yönünde kalan yamacı, suyla daha fazla temas ettiğinden, zaman içerisinde gerilemektedir. Böylece tabaka başı lapyaları, oluşumlarından belli bir süre sonra karakteristik şekillerini kaybederler.



Foto 34: Bozburun Tepenin güneyinde yer alan, toprak örtüsünden sıyrılmış karst alanında, Alakilise Formasyonuna ait dolomitik kireçtaşları üzerinde gelişmiş; korrozyon çentiği, delikli lapyra ve küçük bir kamenitsa. Her üç şekil de, kayacın diyaklaz sistemi doğrultusunda gelişme göstermişlerdir (foto, kuzeybatıya doğru).



Foto 35: Eskisar Uvalasının kuzeybatı yamaçlarında, Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları üzerinde gelişmiş kamenitsa (foto, doğuya doğru).

Tabaka başı lapyaları inceleme alanı üzerinde en tipik örneklerini, Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde, Dulup Dağı kuzeyi ve Akgöynük Tepenin kuzeyindeki eğimli kireçtaşları üzerinde göstermektedirler (Foto: 37). Tabaka başı lapyaları da güncel karstik şekillerdendir.

2.2.1.7. Korrozyon Çentikleri

Korrozyon çentikleri, inceleme alanının humuslu ve toprak örtüsünün bulunduğu kesimlerinde yer alan karbonatlı kayaçların alt kenarlarında gelişen yarı serbest lapyalardandır.

Yağışlarla nemlenen toprak örtüsü ve humusla temas eden kireçtaşı alt kenarlarında, biyolojik CO₂'nin etkisiyle korrozyon artmakta ve buralarda çentik biçimli karstik şekiller olan, korrozyon çentikleri oluşmaktadır. Bu özellikleri nedeniyle, korrozyon çentiklerinin gelişimleri yağışlı mevsimlerde hızlanmakta, kurak dönemlerde durmaktadır.

İnceleme alanı üzerinde içleri toprak örtüsü ile kaplı olan dolin, uvala, polye ve flüvyo-karstik depresyonları sınırlandıran kireçtaşlarının toprakla temas eden alt kenarlarında korrozyon çentikleri yaygın olarak gözlenmektedir (Foto: 34-38). Toprak örtüsüyle temas halinde olan korrozyon çentikleri, güncel karstik şekillere örnek oluşturmaktadırlar.

2.2.1.8. Delikli Lapyalar

Delikli lapyalar, inceleme alanı üzerinde genel olarak düşey doğrultuda devam eden, girintili çıkıntılı, boru şeklinli kanallar halinde gözlenen örtülü lapy çeşitlerindendir.

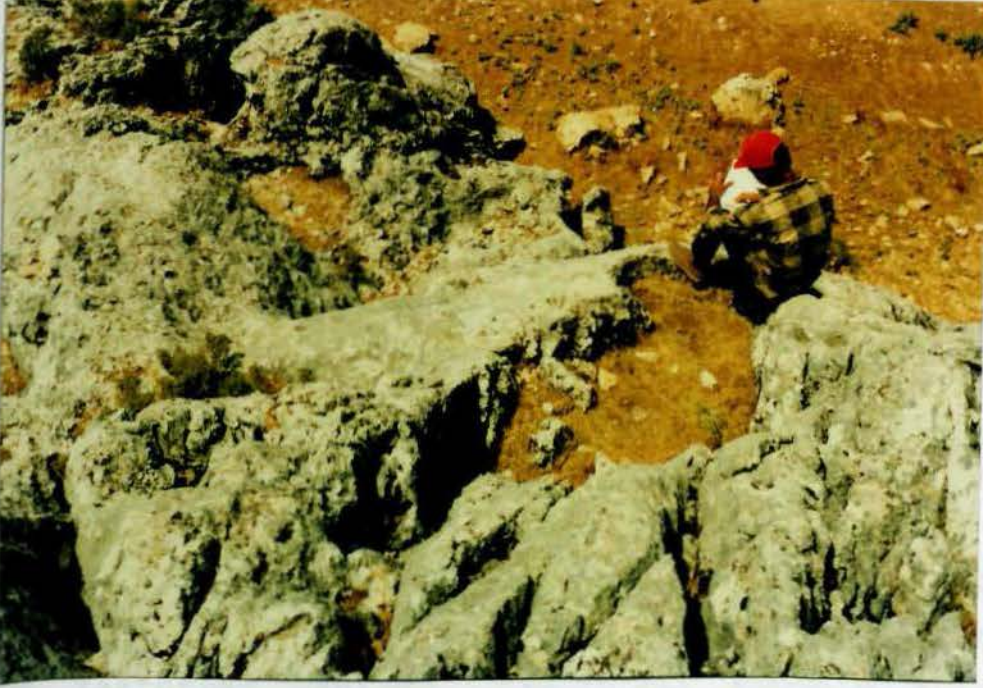


Foto 36: Kovada Gölünün güneybatısında yer alan Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları üzerinde gelişmiş kamenitsa (foto, kuzeydoğuya doğru).



Foto 37: Bozburun Tepenin kuzey kesimlerinde yer alan güneye eğimli kireçtaşlarının tabaka başları üzerinde gelişmiş, tabaka başı lapyaları (foto, doğuya doğru).

Delikli lapyalarda düşey doğrultudaki boşluklar, yer yer yatay doğrultuda uzanan kanallarla birbirlerine bağlıdır. Delikli lapyaların inceleme alanı üzerinde görülen örnekleri, çapları 1-10 cm arasında değişen karst boruları halindedirler (Foto: 39-40). Ayrıca kaya yüzeyleri üzerinde yer yer sünger dokusunu andıran yoğunlukta delikler oluşturdıkları gözlenir (Foto: 41). Delikli lapyaların içleri genel olarak terra rossa tipi topraklarla kaplıdır. Bu topraklarla kaplı delikli lapyalar üzerinde yer yer küçük otsu bitkiler gelişmiştir.

Toprak örtüsü altında gelişen delikli lapyaların oluşumlarında, karbonatlı kayaçların CaCO_3 oranlarının yüksek olması, kayaçların çok diyaklazlı bir yapı göstermeleri gibi ana faktörler yanında, topraktaki organik asitler, bitki ayrışması sonucu oluşan humus asidi, bitki köklerinin oluşturduğu toprak havasında CO_2 artışı v.b. dolaylı etkiler de söz konusudur. Karbonatlı kayaçlar üzerindeki diyaklazlar boyunca ilkel şekillerinin olduğu delikli lapyalar (Foto: 32), zaman içerisinde yukarıda belirtilen koşulların da etkisi ile, gelişkin örneklerini oluşturmaktadırlar (Foto: 42).

Karbonatlı kayaçların bileşimlerinin kil içerdiği ve/veya MgCO_3 oranının yüksek olduğu kesimlerde delikli lapyalar, kayaçların diyaklaz hatları boyunca seyrek olarak gözlenmektedirler (Foto: 43). İnceleme alanı üzerinde dolin, uvala, polye gibi karstik şekillerin taban dolgularını oluşturan terra rossa tipi toprakların örttüğü kireçtaşı yüzeylerinde delikli lapyaların yoğun olarak geliştikleri tespit edilmiştir. Delikli lapyalar serbest lapyaya çeşitlerine oranla paleokarstik şekillerdir.



Foto 38: Kuyualan Uvalasını sınırlandıran kireçtaşlarının alt kenarlarında uvalanın dolgu tabanı ile temas hattı boyunca gelişen, korrozyon çentikleri (foto, güneydoğuya doğru).



Foto 39: Kuyualan Uvalasının kenar kesimlerinde, toprak örtüsünün altındaki kireçtaşı yüzeylerinde gelişmiş delikli lapyalar (foto, güneybatıya doğru).

2.2.1.3. Kevirli Lapyalar



Foto 40: Bozburun Tepenin batısındaki dolinlerin kenar kesimlerinde yer alan kireçtaşlarında gelişmiş, delikli lapyalar ve diyaklaz lapyaları. Fotoğrafta da görüldüğü gibi, diyaklaz sistemi ile delikli lapyaların yönleri arasındaki yakın ilişki belirgindir (foto, kuzeye doğru).



Foto 41: Kocadağ'ın batısında yer alan kireçtaşları üzerinde gelişmiş, delikli lapyalar. Kireçtaşı yüzeyi korrozyon sonucu, sünger dokusu şeklinde görünüme sahiptir (foto, güneye doğru).

2.2.1.9. Kovuklu Lapyalar

Kovuklu lapyalar; inceleme alanı üzerinde toprak, otsu bitkiler ve humus ile kaplı kireçtaşı yüzeylerinde gelişmiş bir başka örtülü lapyaya örneğini oluşturmaktadırlar.

Genel olarak, kireçtaşları üzerinde düşey doğrultuda, kuyuyu andıran kovuklar halinde, birbirlerinden bağımsız olarak gelişmişlerdir (Foto: 44). Birçok lapyaya örneğinde olduğu gibi, kovuklu lapyalar da genelde karbonatlı kayaçların diyaklazları gibi zayıf direnç gösteren zonlar üzerinde yer almaktadırlar (Foto: 45).

İnceleme alanındaki kovuklu lapyaların kovuk çapı; 10-50 cm arasında değişirken, kovuk derinlikleri; 10-30 cm arasında oynamaktadır. Bu şekillerin içleri genel olarak toprak, otsu bitkiler ve humuslarla kaplıdır. Toprak örtüsü altında gelişen kovuklu lapyalar, gelişimlerinin ileri aşamalarında kamenitsaları meydana getirmektedirler.

İnceleme alanında dolin, uvala, polye gibi karstik şekillerin kenarlarında, topraktan sıyrılmış kireçtaşı yüzeyleri üzerinde en tipik örnekleri görülen kovuklu lapyalar paleokarstik şekillerdir.

2.2.1.10. Lapyaya Kompleksleri

İnceleme alanındaki karbonatlı kayaçlar üzerinde gelişen lapyaya çeşitleri, önceden açıkladığımız gibi değişik faktörlerin etkisi altında tek tek belli örnekler, kümelenmeler gösterdikleri gibi, farklı lapyaya çeşitlerinin de bir arada gelişerek, lapyaya komplekslerini meydana getirdikleri görülür.



Foto 42: Kocadağ'ın güneyindeki karst alanlarında yer alan kireçtaşı yüzeyleri üzerinde liken cinsi yosunların etkisi ile oluşmuş, delikli lapyalar (foto, güneye doğru).



Foto 43: Yuvalı köyünün güneyinde yer alan dolomitik kireçtaşları üzerinde gelişmiş, delikli lapyalar. Fotoğrafta da görüldüğü gibi, delikli lapyaların sırtları korrozyon sonucu gerilemekte ve şekiller tahrip olmaktadır (foto, kuzeye doğru).

Dulup Dağının çevresi, Akgöynük Tepenin çevresi, Kocadağ'ın çevresi gibi kesimlerde yer alan kalın ve saf kireçtaşı tabakalarından oluşan katmanların yüzeyleri, lapy komplekslerinin yaygın olarak görüldüğü alanlardır. Buralarda özellikle diyaklaz lapyaları, kanalcıklı lapyalar ve oluklu lapyaların yamaçlarının zaman içerisinde gerilemesi ve birbirleriyle keskin sırtlar halinde kesişmeleri sonucu oluşan, sivri lapyalar kompleksleri dikkati çekmektedir (Foto: 46).

2.2.1.11. Enkaz Lapyaları

Enkaz lapyaları, inceleme alanındaki ince tabakalı karbonatlı kayalar üzerinde yer alan lapyaların, zaman içerisinde yamaçlarının gerilemesi ve incelen tabaka ekseninden koparak devrilmeleri sonucu oluşan karstik şekil topluluğunu meydana getirmektedirler.

Diyaklaz lapyaları, kanalcıklı lapyalar ve oluklu lapyaların, ince tabakalı karbonatlı kayalar üzerinde erime sonucu yamaçlarının gerilemesi, ince tabakaların belli bir zaman sonunda ana kütleden kopmalarına neden olmakta ve kopan parçalar topoğrafya yüzeyi üzerinde, taş manto görünümü oluşturmaktadırlar. Taşların tane boyu; birkaç cm'den, 50-60 cm'lere varan köşeli parçalar halindedir.

İnceleme alanında Çayköy-Akdoğan platosu üzerinde, Yuvalı-Sütçüler platosunun güney ve güneybatısındaki karst alanlarında yer yer görülen enkaz lapyaları, en tipik örneklerini Dulup Dağının zirveleri, Akgöynük Tepenin çevreleri, Bozburun Tepenin çevreleri, Kuyualan Uvalasının güneyindeki karst alanları ve Kocadağ'ın zirvesine yakın karst alanlarında göstermektedirler (Foto: 47).



Foto 44: Karadiken köyünün doğusunda, toprak örtüsünden sıyrılmış eğimli kireçtaşı yüzeyleri üzerinde gelişmiş kovuklu lapyalar (foto, doğuya doğru).



Foto 45: Akgöynük Tepenin çevresindeki dolinlerin kenarlarında gelişmiş, kovuklu lapyalara bir örnek. Fotoğrafta da görüldüğü gibi; kovuklu lapyanın gelişimi ile kireçtaşının diyaklaz sisteminin yönü arasında yakın ilişki vardır (foto, batıya doğru).

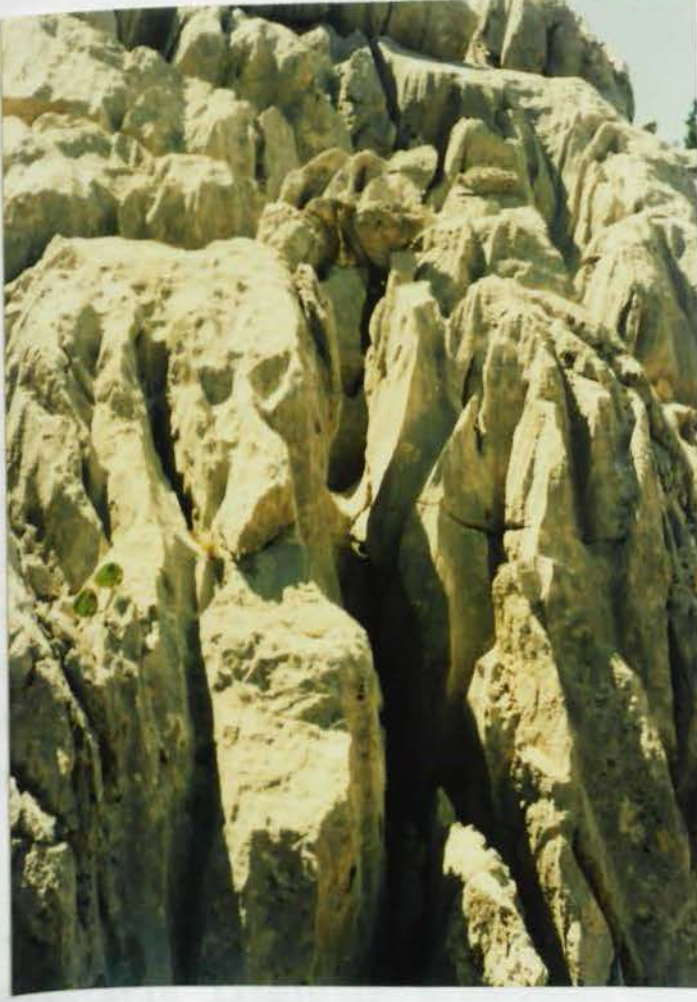


Foto 46: Kuyualan Uvalasının batısındaki karst alanlarında gelişmiş, sivri lapyalar kompleksi (foto, kuzeydoğuya doğru)



Foto 47: Bozburun Tepenin güneybatısında, 1700 m seviyelerinde yer alan, enkaz lapyaları (foto, kuzeye doğru).

Yukarıda adı geçen karst alanlarının hemen hemen deniz seviyesinin 1500 m üzerinde yer almaları, hatta yer yer 2000 m'ye yaklaşmaları, gelişkin enkaz lapy örneklerinin görüldüğü bu kesimlerde, enkaz lapyalarının oluşumunda erime yanında, mekanik çözülme etkisinin de önemli rol oynadığını akla getirmektedir. Bu kesimler, inceleme alanının zirve noktalarına yakın karst alanlarıdır. Buralarda, günlük ve yıllık sıcaklık farkları çok fazladır. Don olayları etkindir. Toprak ve bitki örtüsü fazlaca gelişemediğinden, ana kaya dış etkenlere açık haldedir. Dolayısı ile Toroslar'ın zirve noktalarını oluşturan kesimler için geçerli şartlar ve bunun sonucunda gelişen mekanik parçalanma olayı (BENER, 1965; ATALAY, 1973; KURTER, 1979), inceleme alanı üzerinde de etkisini göstermekte, sonuçta; enkaz lapyalarının oluşumunda önemli rol oynamaktadır.

Sonuç olarak; inceleme alanı üzerinde yer alan lapy çeşitlerinin oluşumlarında ve dizilişlerinde, karbonatlı kayaçların litolojik bileşimlerine bağlı erime özellikleri, geçirimsizlikleri, suyun sızmasına uygun zayıf direnç gösteren zonlar (Ör: Diyaklaz sistemleri, tabakalaşma yüzeyleri gibi) ve bunların yönleri, karbonatlı kayaçların tabaka özellikleri, tabaka eğimi ve topoğrafik eğime ait özellikler, bitki ve toprak örtüsünün varlığı, yükselti değerleri, iklim özellikleri, baki faktörü etkili olmuştur.

2.2.2. Dolinler

Yüzeysel makrokarstik şekillerden dolinler, inceleme alanında yaygın olarak gözlenmektedirler. Jenetik olarak bakıldığında inceleme alanında yer alan dolinlerin tamamının erime dolinlerinden meydana geldiği tespit edilmiştir. Ancak, arazinin topoğrafik değerleriyle bağlantılı olarak farklı görünümler oluşturdıkları görülür. Biz bu nedenle inceleme alanında; plato yüzeyi dolini ve yamaç dolini gibi morfolojik görünüm olarak birbirinden farklı iki cins dolin türü ayırmayı uygun gördük.

2.2.2.1. Plato Yüzeyi Dolinleri

Plato yüzeyi dolinleri, inceleme alanında özellikle topoğrafik eğimi yatay ve yataya yakın karstik plato alanlarında yaygın olarak gözlenen, esas olarak suyun eritici özelliği ile oluşmuş yüzeysel karstik şekillerdendir.

Yaptığımız araştırmalar, plato yüzeyi dolinlerinin genelde inceleme alanındaki karbonatlı kayaların tabaka başlarının kesişme noktaları, fay hatları ve diyaklaz sistemleri gibi zayıf zonlar boyunca sıralandıklarını göstermektedir. Dolayısı ile plato yüzeyi dolinlerinin oluşumlarının başlangıcında, inceleme alanı üzerindeki zayıf zonları oluşturan bu gibi hatların önemi büyüktür.

İnceleme alanındaki görünüşleri genel olarak dairesel ve eliptik şekillerde olan plato yüzeyi dolinlerinin çapları; birkaç metreden, 200 metreyi aşan değerlere ulaşabilmektedir. Dolinlerin derinlikleri de çaplarıyla orantılı olarak; 1 m ile 30 m arasında değişmektedir.

Arazi üzerindeki plato yüzeyi dolinlerinin yamaçları genel olarak basık profil özellikleri göstermekte ve yamaçların eğimi; 20° ile 30° arasında değişmektedir. Araştırılan birçok örnekte; dolin yamaçlarının üst kısımları hafifçe konveks, alt kısımları hafifçe konkav profillidir. Bazı dolinlerin tabanlarında yağış sularının yeraltına geçmesini sağlayan, düdenler tespit edilmiştir. Dolinlerin birçoğunun tabanları ve alt yamaçları, terra rossa karakterli toprak oluşumlarıyla kaplıdır. Toprak bünyesindeki asitlerin plato yüzeyi dolinlerinin yamaçlarının gerilemesinde rolleri olmaktadır. Ayrıca yer yer dolin yamaçları boyunca gelişmiş maki, otsu bitkiler, meşe, kızılçam v.b. bitki örtülerinin köklerinin, dolin yamaçlarını oluşturan kireçtaşları üzerinde eritici ve parçalayıcı etki yaparak, yamaçların gerilemesine,

dolayısı ile plato yüzeyi dolininin genişlemesine yol açtığı da bir gerçektir (Foto: 19-48-49-50-51).

İnceleme alanının neotektonik hareketlerden etkilenmesi ve bu hareketlerin aralıklarla günümüze kadar devamı, birçok dolin yamacının deformasyona uğrayarak asli konumunu kaybetmesine, kırıklı, bloklu kireçtaşı enkazı görünümünün hakim olmasına yol açmıştır. Bu görünümde iklimatik değişimler, yükselti artışı v.b. faktörlerle oluşan mekanik parçalanmanın rolü de büyüktür (Foto: 52).

Yukarıda, inceleme alanında görülen ve genel özelliklerini açıklamaya çalıştığımız plato yüzeyi dolinleri, en tipik örneklerini Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde göstermektedirler. Platoda yaygın olarak yer alan Alakilise Formasyonuna ait CaCO_3 oranı yüksek ve genelde ince tabakalardan oluşmuş kalın kireçtaşı katmanlarının yüzeyleri, plato yüzeyi dolinlerinin çeşitli örnekler oluşturdukları, tipik karst alanlarıdır.

Yuvalı-Sütçüler platosunun kuzeydoğusunda, ortalama 1700 m seviyelerinde yer alan Dulup Dağı çevreleri ile, platonun kuzeybatısında; 1400-1600 metreler arasında yer alan Akgöynük T. çevreleri, plato yüzeyi dolinlerinin belli hatlar boyunca sıralanarak gelişme gösterdikleri kesimleri oluştururlar (Foto: 48-53). Buralarda gelişmiş dolinler, kabaca doğu-batı doğrultusunda ve ortalama 30° - 40° arasında güneye eğimli kireçtaşı tabakalarının tabaka başı temas hatları boyunca oluşmuşlardır. Dolayısı ile plato yüzeyi dolinlerinin sıralanışı da tabaka başlarının uzanımıyla paralellik göstermektedir. Aynı plato yüzeyi dolinleri, kireçtaşlarının yükseltisi ve kalınlığıyla ilişkili olarak yanlardan çok derinlemesine gelişme özelliği taşımaktadırlar (Foto: 52). Çapları 20-150 metreler arasında değişen genişliğe sahip olan bu kesimlerdeki plato yüzeyi dolinleri-

nin bazıları içiçe geçmiş dolinlerden oluşmuş polisiklik karakter özellikleri göstermektedirler.

Yaptığımız araştırmalara göre; içleri terra rossa tipi toprak örtüsü ile kaplı, yamaçları yayvan, sıklıkla eliptik şekiller gösteren bu kesimlerdeki dolinlerin yamaçlarının, parçalanmış irili ufaklı kireçtaşı blokları ve enkaz lapyaları ile kaplı olması, Üst Miyosen döneminden sonra birkaç defa yükselmeye uğrayan ve özellikle Pliyosen sonrasındaki düşey doğrultulu hareketler sonucu karstlaşmanın geliştiği arazinin günümüzde, Toroslar'ın benzer yükselti alanlarında da görülen mekanik parçalanma etkisiyle, erimeden çok tahrip aşamasında olduğunu göstermektedir (Foto:49).

Dulup Dağının doğusunu oluşturan ve 2046 metrelik zirve noktasının da yer aldığı 1900-2000 m seviyelerinde yer alan plato yüzeyi dolinleri ise, Akgöynük Tepe ve Dulup Dağının batı kesimlerindeki plato yüzeyi dolinlerinden bazı farklarla ayrılmaktadırlar. Bunlar, gerek boyut olarak daha küçük, gerekse kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanan dizilimleriyle, farklı yönlenmeler göstermektedirler.

Buradaki dolinlerin gelişimlerinde yapısal hareketlerin rolü büyüktür. Orta Miyosen aşınım yüzeyi üzerinde gelişmiş olan bu şekillerin bulunduğu kesim, neotektonik dönemde etkin olan yapısal hareketlerin etkisiyle bugünkü konumuna kavuşmuştur. Karst taban seviyesi ile olan yükselti farkı, bu kesimdeki karstik şekillerin derine doğru düşey yönde gelişmelerine neden olmuştur.

Dulup Dağının güneyinde kuzeydeki gibi tipik olmamakla beraber plato yüzeyi dolinlerinin yer yer yönlenmeler gösterdikleri görülmektedir. Ayrıca buralarda polisiklik özellikte, içiçe geçmiş plato yüzeyi dolinleri, kuzey kesimde görülen örneklere benzer özellikler gösterirler.

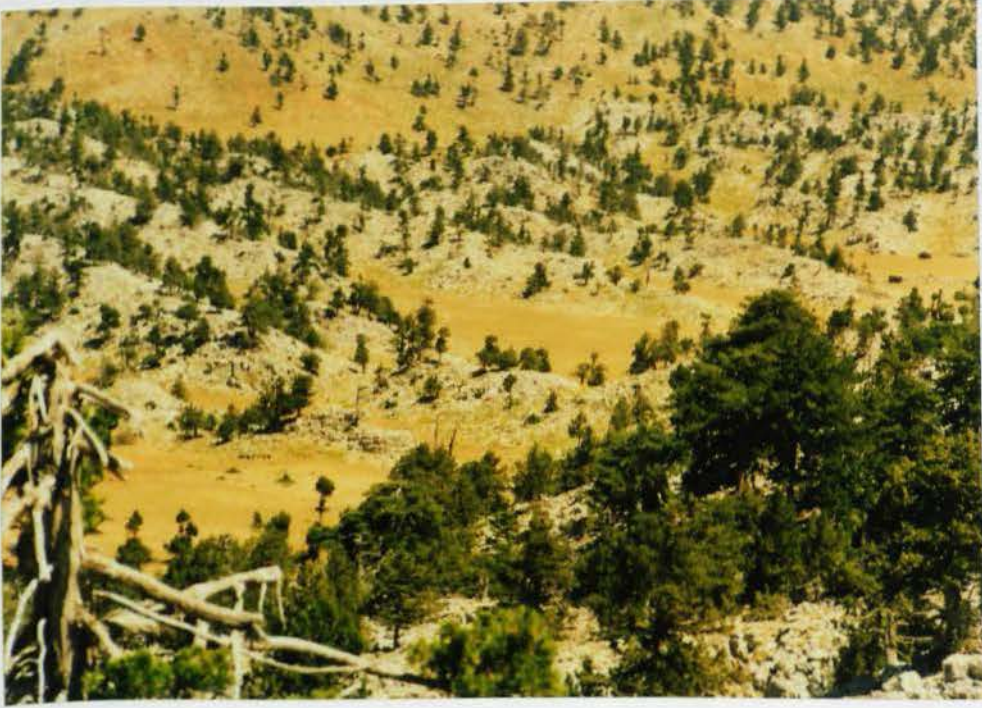


Foto 48: Bozburun Tepenin güneydoğusunda yer alan, doğu-batı doğrultusunda yönelmiş, plato yüzeyi dolinleri (foto, güneydoğuya doğru).



Foto 49: Aliçdağı Tepenin çevresinde yer alan, küçük bir plato yüzeyi dolini (foto, kuzeye doğru).



Foto 50: Kovada Gölünün güneyindeki bitki örtüsüyle kaplı alanlarda gelişmiş, küçük bir plato yüzeyi dolini (foto, kuzeye doğru).



Foto 51: Karadiken Polyesinin batısındaki karst alanında yer alan, uzunlamasına gelişmiş plato yüzeyi dolini (foto, güneybatıya doğru).



Foto 52: Dulup Dağının güneyindeki karst alanında gelişmiş, bir plato yüzeyi dolini. Fotoğrafta da görüldüğü gibi erime, arazide dikey konumda yer alan kireçtaşı tabakalarının, tabaka başları boyunca derine doğru düşey yönde gelişmiştir. Dolin yamaçları yer yer 50°'nin üzerinde eğim değerleri göstermektedir. Dolin yamaçlarındaki deformasyon belirgindir (foto, kuzeybatıya doğru).



Foto 53: Armutluyurt Tepenin çevresindeki karst alanında yer alan bir plato yüzeyi dolini. Dolinin kuzeydoğusundan diğer bir doline olan kanal bağlantısı, erime sonucu gelişen, şekiller arasındaki birleşme eğilimini göstermektedir (foto, doğuya doğru).

Kovada Gölünün doğusunda, güneyinde ve güneydoğusunda yer alan alanlardaki plato yüzeyi dolinlerinin özellikleri ve sıralanışları, platonun kuzeyinde yer alan plato yüzeyi dolinlerinden az çok farklılıklar göstermektedir.

Kovada Gölünün hemen doğusundaki 1200-1400 metreler arasındaki plato alanları üzerinde, çapları; 50-200 metreler arasında değişen büyüklükte ve Dulup Dağı ile Akgöynük Tepe çevresindeki plato yüzeyi dolinlerine oranla daha az sayıda sıralanan plato yüzeyi dolinleri görülmektedir. Burada yer alan kireçtaşlarının, platonun kuzeyindeki kireçtaşlarına oranla daha ince katmanlar oluşturmaları, kireçtaşlarının hemen altında dolomitik kireçtaşı seviyelerinin başlaması ve erime olaylarının tabaka başları yerine, ancak tabaka yüzeylerindeki diyaklazlar boyunca gelişmesi, dolinlerin derine doğru gelişmelerini engellemiş, nispeten az sayıda yayılım göstermelerine neden olmuştur. Dolayısı ile buradaki plato yüzeyi dolinlerindeki gelişme daha çok yanlara doğru olmuştur.

Kovada Gölünün daha da doğusunda, Kocadağ çevresine doğru gidildikçe, 1500-1700 metre seviyelerinde kalınlaşan kireçtaşı seviyeleri ve tabaka başlarının yeniden ortaya çıkması sonucu, Dulup Dağının çevresindekilere benzer özellikte gelişme göstermiş plato yüzeyi dolinleri göze çarpar. Buralarda da kuzeydoğu-güneybatı ve kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanan tabaka başları boyunca gelişmiş plato yüzeyi dolinleri, yönlü karst özelliği göstermektedirler. Buralarda, kalın kireçtaşı katmanları üzerinde oluşmuş olan plato yüzeyi dolinlerinin, artan karst derinliğine bağlı olarak, derinlemesine gelişme gösterdikleri göze çarpar. Dolin yamaçları, mekanik parçalanma sonucu genelde yatıklaşmıştır (Foto: 54).



Foto 54: Kocadağ çevresindeki karst alanında yer alan, yamaçları mekanik parçalanma sonucu yatıklaşmış, plato yüzeyi dolini (foto, batıya doğru).

Kovada Gölünün güney ve güneydoğusuna gelindiğinde, 1000-1200 m seviyelerinde, yanlara doğru oldukça gelişmiş, çapları; 30-250 metreler arasında değişen plato yüzeyi dolinlerinin, genelde birbirinden bağımsız olarak yer aldıkları görülür. Yer yer eski vadi olukları içinde birkaç dolin sıralanarak, vadi gelişim yönüne paralel yönlenmeler göstermektedirler. Bu kesimde yer alan plato yüzeyi dolinlerinin geçirimsiz formasyonlardan oluşan karst taban seviyesine yakın yüksekliklerdeki kireçtaşı yüzeylerinde oluşmaları, karstik şekillerin düşey yönden çok, yanlara doğru eriyerek gelişmelerine yol açmıştır (Foto: 50-51).

Kovada Gölünün, gerek doğusundaki, gerekse güney ve güneydoğusundaki karst alanlarında görülen plato yüzeyi dolinlerinden bazıları, içiçe geçmiş konumda, polisiklik özellikler göstermektedirler.

Plato yüzeyi dolinleri, Yuvalı-Sütçüler platosunun topoğrafik eğimi yatay veya yataya yakın, yoğun ve saf kireçtaşları dışında yaygın olarak görülmemektedir. Akdoğan köyünün kuzeybatısında, Boğazova Polyesinin batısındaki yamaçlarda ve Sütçüler ilçesinin doğusunda yer alan kireçtaşları üzerinde; topoğrafik eğimin yüksek oluşu ve/veya formasyon kalınlığının az, kireçtaşı yayılım alanlarının sınırlı olması gibi nedenlerle, tek tek veya birkaç tane plato yüzeyi dolini gelişme gösterebilmiştir. Ayrıca, gerek Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde, gerekse inceleme alanının diğer kesimlerinde, CaCO_3 oranı düşük, MgCO_3 oranı yüksek dolomitik kireçtaşları üzerinde ve saf olmayan kireçtaşlarında, plato yüzeyi dolinlerinin yaygın olarak gelişemedikleri tespit edilmiştir.

2.2.2.2. Yamaç Dolinleri

Yamaç dolinleri, inceleme alanı üzerindeki karbonatlı kayaçların 10° - 30° arasında eğimli yüzeyleri üzerinde, erime sonucu oluşmuş dolin çeşitlerindendir. Saf, yoğun kireçtaşları üzerinde yaygın gelişme olanağı bulan yamaç dolinleri, dolomitik kayaçlar üzerinde sınırlı gelişim göstermektedirler. İnce, uzun, ışınal görünüme sahip yamaç dolinlerinin inceleme alanı üzerindeki örneklerinin enleri; 20-100 metreler arasında değişmekte iken, uzun eksenlerini oluşturan boyları, 150 metreden 1000 metreye kadar uzanan değerlere sahiptir. Yamaç dolinlerinin topoğrafik eğim yönündeki alt kenarları dışa açıktır. Bu dolinlerin yamaçları genelde bitki örtüsü, taban çukurlukları ise terra rossa türü topraklarla kaplıdır (Foto: 55).

Yamaç dolinlerinin oluşumlarında erime olayı yanında eğim olayının da büyük önemi vardır. Dolayısı ile yamaç dolinlerinin oluşumlarında eğime bağlı iki farklı gelişim tipi etkili olmaktadır.

Bunlardan birincisi; geçmişte, plato kesimlerindeki aşınım yüzeyleri ve düzlükler üzerinde gelişmiş plato yüzeyi dolinlerinin zaman içerisinde değişikliğe uğrayarak yamaç dolinleri haline gelmeleri ile açıklanabilir. Daha önce de belirttiğimiz gibi, özellikle Orta Miyosen sonlarından günümüze kadar bölge genelinde aralıklarla etkinliğini sürdüren neotektonik hareketler, inceleme alanının değişik kesimlerinde ve karstik platolarda; alçalma, yükselme ve çarpılmalara neden olmuş, böylece Üst Miyosen ve sonrasında karstik plato yüzeylerinde gelişen plato yüzeyi dolinleri, plato yüzeyinin eğimlenmesi sonucu topoğrafik eğim yönünde gelişerek yamaç dolinlerini oluşturmuşlardır.

Yamaç dolinlerinin diğer gelişimi ise; 10° - 30° arasında değişen eğimli karbonatlı kayaçların oluşturduğu yamaçlar üzerinde diyaklaz sistemleri boyunca oluşan diyaklaz lapyalarının gelişmeleri sonucunda ortaya çıkmaktadır. Eğimli yamaçlar üzerinde oluşan diyaklaz lapyaları, zaman içerisinde eğim yönünde gelişerek, uzun erime olukları oluşturabilmektedirler. Eğim yönünde ışınsal olarak gelişen bu olukların yamaçları da erime sonucu gerileyerek, olukların birbirleriyle birleşmelerine zemin hazırlamaktadır. Böylece, enleri; 20-100 metreler arasında değişen, eğim yönündeki uzun eksenlerini oluşturan boyları 1000 metreye kadar ulaşabilen yamaç dolinleri meydana gelmektedir.

İnceleme alanında; Yuvalı-Sütçüler platosunun kuzeyinde yer alan Dulup Dağının çevresi ve Akgöynük Tepenin çevresinde, Kovada Gölünün doğusundaki karst alanları ve Kocadağ'ın çevresinde, Kovada Gölünün güneyindeki karst alanlarında görülen yamaç dolinleri, genel olarak, daha önce plato yüzeyi dolini olarak oluşup, sonradan yamaç dolini haline dönüşmüş karstik şekillerdir.

Yuvalı köyünün kuzeybatısında, güneyinde ve güneybatısında, Kovada Gölünün kuzeydoğusundaki karst alanlarında, Boğazova Polyesinin batısındaki eğimli yamaçlarda oluşmuş yamaç dolinleri ise, diyaklaz sistemleri ve diyaklaz lapyalarının gelişerek yamaç dolini haline gelmeleriyle oluşmuş karstik şekillerdir.

Sonuç olarak; inceleme alanı üzerinde, gerek plato yüzeyi dolinlerinin, gerekse yamaç dolinlerinin oluşumlarında en önemli faktör; oldukça saf, kalın katmanlar oluşturan yoğun kireçtaşlarının, diyaklaz sistemleri ve tabakalaşma yüzeyleri gibi zayıf direnç gösteren kesimlerinin varlığıdır. Ayrıca bu faktörler, yönlü karst oluşumunda etkili olmaktadır. Yamaç dolinlerinin oluşumunda ise eğim faktörü belirleyici rol oynamaktadır. Her iki dolin tipinin gelişiminde toprak oluşumu ve bitki örtüsünün karstlaşmayı hızlandıracı etkisi söz konusudur.

2.2.3. Uvalalar

İnceleme alanı üzerindeki yüzeysel makrokarstik şekillerden bir diğeri de uvalalardır. Genel olarak dolinlerin zaman içerisinde erimelerle genişleyip, derinleşmeleri, yamaçlarının gerileyerek birbirine komşu olan dolinlerle birleşmeleri sonucunda meydana gelen uvalalar, inceleme alanı üzerinde örnekleri görüldüğü gibi, değişen boyut ve şekil özelliklerine sahiptirler (Foto: 56-57-58-59).

Uvalaların gelişimlerinde, boyut ve şekil özelliklerinin farklılaşmasında, oluşum ortamlarının büyük rolü bulunmaktadır. Karstik arazilerde özellikle eski vadi tabanlarında dizili dolinler, suyun bu kesimlerde daha fazla toplanması ve dolin yamaçlarının karstik aşınım ile gerilemeleri sonucu, uvala haline geçmektedirler. Uvalanın boyutları ve yönü, eski

vadi tabanının özellikleri ile paralellik içerisinde olmaktadır.

Yine aynı şekilde diyaklaz sistemleri, fay hatları, tabaka başları boyunca sıralanan dolinlerin gelişmeleri ve birbirleriyle birleşmeleri sonucu oluşan uvalaların gelişimleri de, belirtilen yapısal özellikler ile uyum içerisinde olmaktadır.

İnceleme alanında, özellikle karstik plato yüzeylerinde, yukarıda belirtilen faktörlerin etkileri altında gelişmiş uvalalar yaygın olarak görülmektedir. Bu faktörlerin yanında dolin ve uvalaların yamaçlarında gelişme göstermiş bitki örtülerinin varlığının da karstik şekillenmede önemli etkiler oluşturdukları düşünülmektedir (Foto: 56).

Yuvalı-Sütçüler platosunun kuzeyinde yer alan Akgöynük Tepenin doğusunda, 1400-1500 m seviyelerinde ve Bozburun Tepenin doğusunda, 1600 m seviyelerindeki plato yüzeylerinde oluşmuş uvalalar, doğu-batı doğrultusunda uzanmaktadır. Buralarda doğu-batı doğrultusunda uzanan kireçtaşı tabaka başları boyunca oluşan plato yüzeyi dolinlerinin gelişerek birbirleriyle birleşmeleri sonucu meydana gelen uvalalar, yer yer 800 metreye varan uzunluk ve 80-100 metre arasında değişen genişlik ölçülerine sahiptirler. Bu uvalaların tabanları terra rossa türü toprak örtüsü ile kaplıdır. Taban yüzeyleri ile uvalaların kenar tepe noktaları arasındaki, 10 m ile 30 m arasında değişen yükselti farkları, uvalaların kireçtaşı yüzeylerindeki gömülme derinlikleri hakkında bir fikir oluşturmaktadır.



Foto 55: Akgöynük Tepenin batısındaki yamaçlarda oluşmuş, bir yamaç dolini (foto, kuzeybatıya doğru).



Foto 56: Kovada Gölünün güneybatısındaki fay hattı boyunca uzanan uvalaya bakış. Fotoğrafta da görüldüğü gibi, uvala tabanı terra rossa türü toprak ile kaplı olup, uvalanın kenar yamaçlarında yoğun bitki örtüsü gelişmiştir (foto, batıya doğru).

Dulup Dağının güneyinde yer alan Armutluyurt Tepenin batısında, Yuvalı-Sütçüler platosunun kuzeybatısındaki İkitaş Tepenin doğusunda, Kovada Gölünün güneybatısında, Karadiken Polyesinin batı ve güneybatısındaki karst alanlarında görülen uvalalar ise, kireçtaşları üzerinde zayıf direnç zonları oluşturan fay hatları boyunca gelişmişlerdir.

Armutluyurt Tepenin batısında yer alan Kuyualan Uvalası, Dulup Dağını kuzeybatı-güneydoğu yönünde ikiye bölen fay hattı üzerinde, fayla aynı doğrultuda gelişmiş bir uvaladır. Uvalanın boyu; 800 m, eni ise; 250 m civarındadır. Tabanı terra rossa türü ve alüvyonlarla kaplı olup, çevresindeki karstik plato yüzeylerine oranla yaklaşık 50 m derine gömülmüştür (Foto: 57).

İkitaş Tepenin doğusunda, kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanan fay hattı boyunca gelişmiş üç adet uvala da, Kuyualan Uvalası gibi yapısal özelliklere bağlı olarak gelişmişlerdir. 200-250 m çaplarında oval özellikler gösteren bu uvalaların orta kesimde bulunanı, Direzkene Derenin günümüzde asıllı vadi konumunda olan kuru yatağı boyunca gelişimini devam ettirmiştir.

Kovada Gölünün güneybatısında, yine kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanan fay hattı boyunca gelişmiş üç adet uvala, yönlü karsta tipik örnekler oluştururlar. Kovada Gölünün güneybatısında, bir kuru vadinin bitiminde gelişmiş olan birinci uvala; 500 m boyunda, 250 m enindedir. Bu uvalanın bitiminde hafif bir eğim kırıklığıyla, 750 m boyunda, 100 m eninde olan ikinci uvalaya geçilir. Bu uvalanın içinde ayrıca bir plato yüzeyi dolininin geliştiği görülmektedir. Üçüncü uvala ise; 500 m çapında, oval görünüme sahiptir. İçinde küçük bir plato yüzeyi dolini yer alır.



Foto 57: Kuyualan Uvalasına bakış. Bu uvalanın oluşumunda, uvalanın doğusunda, fotoğrafın çekildiği kesimde yer alan fayın etkisi büyüktür (foto, batıya doğru).

Her üç uvalanın tabanı, terra rossa türü toprak örtüsü ile kaplı olup, uvalalar çevrelerindeki karstik plato yüzeylerine oranla, 40 m kadar derine gömülmüşlerdir (Foto: 56).

Karadiken Polyesinin batısında, batıkuzeybatı-doğugüneydoğu yönünde, polyenin güneybatısında ise, kuzeybatı-güneydoğu yönünde ve kuzey-güney yönünde uzanan fay hatları boyunca gelişmiş uvalalar yer almaktadırlar (Foto: 58).

Karadiken Polyesinin batısındaki uvala; 500 m boyunda, 150 m enindedir. Polyenin güneybatısındaki yer alan uvala ise; 1 km boyunda ve 150-300 metreler arasında değişen genişliğe sahiptir. Uvala içerisinde, kuzey-güney yönünde uzanan üç adet plato yüzeyi dolini bulunmaktadır.



Foto 58: Karadiken Polyesinin batısındaki karst alanında gelişmiş, bir uvala örneği (foto, güneybatıya doğru).

Her üç uvalanın tabanı da, erime artığı terra rossa türü toprak ile kaplı olup, uvalalar, çevrelerindeki karstik plato yüzeylerine oranla, 20-30 m kadar derine gömülmüşlerdir.

İnceleme alanında yapısal özelliklere bağımlı meydana gelmiş uvalaların dışında, eski vadi tabanları boyunca sıralanan plato yüzeyi dolinlerinin gelişmeleri ve birbirleriyle birleşmeleri sonucu oluşmuş uvalalar da çoğunluktadır. Bu tür uvalaların oluşumlarında, flüvyal ve karstik süreçler ayrı ayrı rol oynamışlardır.

Başlangıçta karbonatlı kayalardan oluşmuş arazilerde oluşan vadilerin şekillenmesinde flüvyal süreçlerin eritici ve aşındırıcı etkisi söz konusu iken, zaman içerisinde yüzeysel drenajın yeraltına drene olması ile karstik süreçlerin eritici etkileri ön plana çıkmıştır. Böylece eski vadi tabanlarında sıralanan dolinler ve dolinlerin de birbirleriyle birleşmeleriyle uvalalar oluşmuşlardır.

Yuvalı-Sütçüler platosunun kuzey kesimlerinde, Dulup Dağının güneyindeki karst alanlarında, Kovada Gölünün doğusundaki karstik plato yüzeyinde, Kovada Gölünün güney ve güneydoğusundaki karst alanlarında, boyutları ve şekilleri, birbirleriyle birleşen dolinler ve eski vadi oluklarının özellikleriyle paralellik gösteren uvalalar görülmektedir. Bunlar yer yer, 1,5 km'ye varan uzunluk değerlerine sahiptirler. Uvalalar, çevredeki karstik plato yüzeylerine oranla, 20-50 metre daha derine gömülmüşlerdir. Hemen hemen tamamının tabanı, terra rossa türü erime artığı topraklarla kaplıdır. Birçok örnek içerisinde iç içe geçmiş ve değişik boyutlara sahip plato yüzeyi dolinleri yer alır. Dolayısıyla bu uvalalar polisiklik özelliktedirler.

İnceleme alanı üzerindeki bazı uvala örnekleri ise oldukça büyük boyutlarda gelişmişlerdir. Yaptığımız araştırmalar bu tür uvalaların bulunduğu kesimlerde yer alan kireçtaşlarının tabanının, geçirimsiz formasyonlara veya dolomitik seviyelere yakın olduğunu göstermiştir. Dolayısı ile buralarda, karstlaşma düşey yönde derinlemesine gelişme

gösterememiş, yüzeysel olarak yanall yönde gelişme göstermiş ve büyük boyutlu uvalalar oluşmuştur (ör: Kovada Gölünün 2 km doğusundaki karstik plato alanları ve Kovada Gölünün güneyindeki karst alanlarında görüldüğü gibi).

Büyük boyutlu uvalaların bazılarının şekillenmesinde ise karstik süreçlerden çok, flüvyal süreçlerin etkin olduğu tespit edilmiştir. Yuvalı-Sütçüler platosu üzerinde yer alan; Yuvalı Uvalası, Kurucaova Uvalası, Ekiisar Uvalası, bu tür flüvyo-karstik depresyonların en tipik örneklerindendir.

Yuvalı flüvyo-karstik uvalası, Yuvalı köyünün güneyinde, 1150 m seviyelerinde ve kabaca kuzey-güney doğrultusunda uzanmaktadır. Boyu; 2,5 km'yi aşan uvalanın, eni; 150-750 metreler arasında değişmektedir. Uvala, çevresindeki karstik plato yüzeylerine oranla, 300-350 m kadar derine gömülmüştür. Oluşum ve gelişiminde; Uvalanın doğusunda yer alan, kuzey-güney uzanımlı fay hattının oluşturduğu zayıf zonun ve uvala tabanında yer alan Direzkene Dere ile yan kollarının rolleri bulunmaktadır (Foto: 59).

Yuvalı Uvalasının yaklaşık 1,5 km güneybatısındaki 1200 metre seviyelerinde yer alan Kurucaova Uvalası; 1,5 km çapında oval görünümlü bir flüvyo-karstik depresyondur. Uvala, çevresindeki karstik plato yüzeylerine oranla 150-250 metre kadar derine gömülmüştür. Tabanı alüvyonla kaplıdır. Alüvyon taban üzerinde güneyden kuzeye doğru uzanan birikinti yelpazesi bulunmaktadır. Uvalanın oluşum ve gelişiminde; uvalanın kuzeyinden geçen, doğu-batı yönlü, doğusunda yer alan kuzey-güney yönlü fay hatlarının oluşturdukları zayıf zonların ve olasılıkla geçmiş dönemlerde güneybatı, güney, doğu yönlerinde etkinlik göstermiş eski akarsuların rollerinin olduğu anlaşılmaktadır. Uvala, doğu kesiminde yer alan dar bir oluk ve eğim kırıklığını takiben, Yuvalı

Uvalasına bağlanmaktadır. Ancak iki uvala arasında yüzeysel hidrolojik bağlantı bulunmamaktadır.

Üçüncü büyük uvala ise; Kovada Gölünün yaklaşık 4 km doğusunda, 1300 m seviyelerinde yer alan Eskisar flüvyo-karstik depresyonudur. 2 km'yi aşan oval görünüme sahip olan bu uvala, çevresindeki karstik plato yüzeylerine oranla 150 m kadar derine gömülmüştür. Uvala tabanı alüvyonla kaplıdır. Uvalanın oluşum ve gelişiminde, uvalanın tabanında yer alan Sorlu Dere ile yan kollarının rolleri bulunmaktadır. Eskisar Uvalası doğu kesiminden dar bir vadi ile başka bir flüvyo-karstik depresyona bağlanır.

Tüm bu uvalalar dışında, bazı dolinlerin birbirlerine oldukça yaklaşmalarına rağmen, henüz uvala görünümü oluşturmamışlardır. Yuvalı-Sütçüler platosunun orta ve güney kesimlerinde oldukça sık gözlenen bu durum, suyun korrozyon etkisiyle yamaçların belli zaman sonunda daha da gerileyeceği, sonuçta dolinlerin birbirleriyle birleşerek yeni uvalaların oluşacağını göstergesi olmaktadır.

Sonuç olarak; inceleme alanı üzerinde oluşmuş uvalaların gelişimlerinde, erime olayı yanında birçok değişik faktörün etkili olduğu anlaşılmıştır. İnceleme alanı genelinde, dolinlerin zaman içerisinde, erimeler sonucu birbirleriyle birleşmeleriyle oluşan uvalalar, yapısal faktörlere bağlı olarak veya eski vadi oluklarında, ince, uzun şekiller oluşturmurlarken, flüvyal süreçler, yapısal faktörler ve karstik süreçlerin ortak etkileriyle oluşmuş uvalalar, daha büyük boyutlu şekiller meydana getirmektedirler. ayrıca, büyük boyutlu uvalaların yer aldığı kireçtaşı seviyelerinin tabanlarının, genelde, geçirimsiz seviyelere yakın olmaları, bu kesimlerde karstlaşmanın düşey yönde derinlemesine gelişemeyip, yanlara doğru gelişmesine neden olmakta, dolayısıyla uvalalar, büyük boyutlara sahip olmaktadırlar.



Foto 59: Flüvyo-karstik kökenli Yuvalı Uvalasına bakiş (foto, güneye doğru).

2.2.4. Polyeler

İnceleme alanı üzerinde yer alan makrokarstik depresyonlardan olan polyeler, arazi üzerinde geniş alanlar kaplamaktadırlar. İnceleme alanındaki polyelerin oluşumlarında, erime faktörü yanında birçok değişik faktörün de etkili olduğu tespit edilmiştir.

İnceleme alanının batısında, kuzey-güney doğrultusunda uzanan Boğazova Polyesi, yaklaşık; 20 km uzunluk ve 1,5-2 km arasında değişen genişlik ölçüleriyle arazinin en büyük polyesini oluşturmaktadır (Foto: 60).

Polye, kuzeyden Eğirdir Gölüne, güeyden Kovada Gölüne, kuzeydoğudan ise Çayköy flüvyo-karstik depresyonuna bağlanmaktadır. Polyenin doğu ve batı kenarlarında, eski akarsu ve günümüz akarsu sistemlerinin, polye tabanına doğru akarken oluşturdukları, flüvyo-karstik cepler görülmektedir (Foto: 61).

Ana jeomorfolojik özellikler bölümünde de açıklandığı gibi polye, doğu ve batısından kuzey-güney yönlü normal faylarla sınırlanmıştır. Polye tabanı ile, polyenin doğu ve batısında kalan plato yüzeyleri arasında, 100 m ile 400 m arasında değişen yükselti farkları görülmektedir. Doğu ve batı yamaçlarının eğimi 50° - 60° arasında oynayan polyenin tabanı, Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökeller ile kaplı olup, çökel kalınlıkları yer yer 200 metreyi aşar.

Polye tabanı üzerinde değişik boyutlarda 14 adet hum tespit edilmiştir. Humlar genelde polyenin güney kesiminde toplanmışlar ve yer yer polye tabanından 100 metreye yakın yükseklikler oluşturmuşlardır (Foto: 62-63).



Foto 60: Akgöynük Tepenin batı yamaçlarından Boğazova Polyesine bakış (foto, güneybatı, batı ve kuzeybatıya doğru)



Foto 61: Dikmen Tepenin güneydoğusundaki yamaçlardan, Tepeli köyünün çevresindeki flüvyo-karstik ceplere bakış (foto, kuzeydoğuya doğru).



Foto 62: Tepsili köyünün doğu kesiminde, Boğazova Polye tabanı üzerinde yer alan, hum'lar (foto, güneybatıya doğru).

Polye tabanının üzerinde dikkati çeken bir diğer durum; polye kenarlarında yer alan karstik kaynaklar ve düdenlerin varlığıdır.

Kısaca jeomorfolojik özellikleri açıklanan Boğazova Polyesi, bölgede Orta Miyosen sonlarından günümüze kadar etkinliğini sürdüren neotektonik hareketler ve karstlaşmanın ortak etkilerinin ürünü olan tektono-karstik kökenli bir depresyondur.

Neotektonik dönem başlarında oluşan normal fayların arasında kalan alan, zamanla çökerek bir graben havzası oluşturmuştur. Daha sonra Pliyosen'in, Pleyistosen'in ve Holosen'in yağışlı devrelerinde, graben çukurunun kenar yamaçları karstlaşma sonucu gerilemiştir. Bu dönemlerde graben havzasına çevreden kavuşan akarsuların getirdiği alüvyal unsurlar da havza tabanında depolanmış, akarsular grabenin kenar yamaçlarında yer yer flüvyo-karstik cepler oluşturmuşlardır. Graben oluşumunda çöken kısımda kalan eski zirve noktaları, havza tabanının sedimentasyon sonucu dolmasıyla, alüvyal taban üzerinde adacıklar halinde kalmışlar ve zaman içerisinde karstik süreçlerin etkisiyle, hum şekline dönüşmüşlerdir. Polye tabanında karstlaşma sonucu gelişen düdenler ve polye çevresindeki karstik platolardan sızan yağış sularını polye tabanına aktaran karstik kaynaklar, polyenin hidrolojik özellikleri üzerinde, Eğirdir ve Kovada Gölleri ile birlikte önemli etkiler oluşturmuşlar, polye tabanının zaman zaman bataklık haline gelmesine neden olmuşlardır. Sonuçta; Boğazova Polyesinin gelişimi Orta Miyosen sonlarından günümüze kadar birçok faktörün etkisi altında devam etmiştir.

Boğazova Polyesinin kuzeyden bağlandığı Eğirdir Gölü ve güneyden bağlandığı Kovada Gölü, tektono-karstik kökenli polye gölleridir.

Tamamı 468 km²'lik alan kaplayan Eğirdir Gölünün, güney kıyıları inceleme alanının kuzey sınırını oluşturmaktadır. 916 m seviyesinde yer alan gölün ortalama derinliği 7 m, en fazla derinliğe ulaştığı kesim ise; 13 m civarındadır. Gölün suları bir su iletim kanalı ile güneyde Kovada gölü ve Kovada hidroelektrik santrallerine akıtılmaktadır (Foto: 64).

Boğazova Polyesinin güneyden bağlandığı ve polyenin kuzeybatı-güneydoğu yönündeki uzantısı görünümünde olan Kovada Gölü de, tektono-karstik polye göllerine tipik bir örnek oluşturmaktadır (Foto: 65).

904 m seviyesinde yer alan Kovada Gölü, 9 km² yüzey alanına sahiptir. Gölün en derin yeri 2 m civarındadır. Doğu ve batısından Boğazova Polyesini de sınırlayan normal fayların uzandığı Kovada Gölü çanağının, faylar gerisinde kalan kesimlerinde, sarp kireçtaşı blokları ve onların da gerisinde, yüksek karstik plato alanları göze çarpmaktadır. Kovada Gölü kıyılarında çok sayıda düden yer almaktadır.

Kovada Gölündeki suların varlığı büyük ölçüde Eğirdir Gölünün varlığına borçludur. Kovada Gölü, yağışlar dışında, Eğirdir Gölünden gelen sularla beslenmektedir. Önceleri doğal olarak Boğazova Polye tabanından düzensiz yataklar oluşturarak Kovada Gölüne akan sular, kırk yıl kadar önce yapılan su iletim kanalı ile akmaya devam etmişlerdir. Ancak, 1960'lı yılların başlarında Kovada Gölü batısında yapımı tamamlanan hidroelektrik santrallere Kovada Gölünden akıtılan sular, Kovada Gölünün hızla seviye kaybetmesine neden olmuştur. Birçok önleyici çalışmaya rağmen son otuz yılda gölün 4 m kadar alçaldığı tarafımızdan tespit edilmiştir. Böylece otuz yıl önce sular altında olan polye tabanının kenarlarında ve özellikle kuzeyinde kalan birçok kesim bugün kara alanları haline geçmişlerdir.



Foto 63: Boğazova Polyesi tabanı üzerinde yer alan, Baldıranlı T. (961 m) humu (foto, batıya doğru).



Foto 64: Eğirdir Gölünün güneybatısındaki kıyılara bakış.

Kovada Gölü çanağının oluşumu da Boğazova Polyesinin oluşumu ile benzer özellikler taşımaktadır. İlk olarak, Orta Miyosen sonlarında etkin olmaya başlayan neotektonik hareketlerle oluşan faylar ve fayların arasında kalan çukur kesim Kovada Gölü çanağını oluşturmuş, sonraki dönemlerde karstik süreçlerin etkisiyle şekillenme devam etmiştir. Polye tabanında yer alan düdenlerin ağızlarının zaman içerisinde tıkanmaları, Kovada Gölü çanağının yağışlar ve Eğirdir Gölünün taşkın suları ile dolarak polye gölü haline gelmesine neden olmuştur.

Kovada Gölünün yaklaşık 3 km güneydoğusunda kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı Karadiken Polyesi yer almaktadır (Foto: 66-67).

Karadiken Polyesi, 500 m eninde ve 5,5 km boyunda ince uzun bir görünüme sahiptir. Polyenin doğu ve batısında, eğimi; 40° - 50° arasında değişen kireçtaşlarından oluşmuş dik yamaçlar göze çarpar. Polye tabanı alüvyal dolgu ile kaplı olup, dolgu malzemesi, Taşpınar mahallesindeki dereler ve çevre platolardan yağışlarla yamaç eğimini takiben taşınarak biriktirilmektedir. Polye tabanında beş adet düden tespit edilmiştir. Yağışlarla polye tabanında biriken suların yeraltı drenajına katılmasını sağlayan bu düdenler, yağış fazlasının bulunduğu yıllarda yeraltı suyu seviyesinin artmasına paralel olarak suyu yeterince drene edememekte ve polye tabanında yer yer bataklıklar oluşabilmektedir.

Bize göre Karadiken Polyesinin oluşumu da tektonik ve karst etkinliğinin ortak sonucudur. Polyenin genel uzanımı yakın çevrede ve Kovada Gölünde de görüldüğü gibi kuzeybatı-güneydoğu yönlü fay hatları ile uyum içerisinde. Dolayısı ile Karadiken Polyesinin, neotektonik dönemdeki faylanmaların kireçtaşları üzerinde oluşturduğu zayıf zon boyunca oluşmaya başladığı, karstik süreçlerin etkisiyle gelişmesine devam

ederek günümüzdeki görünümüne kavuştuğunu söyleyebiliriz. Polyenin güney ucunda görülen genişleme de, Karadiken köyü çevresindeki, kuzeydoğu-güneybatı ve kuzeybatı-güneydoğu yönlü fay hatlarının varlığıyla ilişkilidir.

İnceleme alanı üzerinde yer alan ve boyutları dikkate alındığında polye olarak adlandırılabilen makrokarstik depresyonlardan sonuncusu ise, Çayköy-Akdoğan platosundaki, Çayköy flüvyo-karstik depresyonudur (Foto: 68).

Ortalama olarak 750 m eninde ve 5 km boyunda olan Çayköy Polyesi, deniz seviyesinden 930-980 m yüksekte yer almaktadır. Polye yaklaşık olarak, güneydoğu-kuzeybatı yönünde uzanmakta ve kuzeybatıdan Boğazova Polyesine bağlanmaktadır. Polyenin bulunduğu kesim ve yakın çevresinde yer alan kireçtaşlarının büyük çoğunlukla aşındıkları ve temelden geçirimsiz formasyonların ortaya çıktıkları, bu formasyonlar üzerinde akarsu ağının kurulu olduğu görülmektedir. Polye tabanı alüvyal dolgu ile kaplı olup, alüvyal taban üzerinde, güneydoğudan gelen Güneyce Dere ve kuzeydoğudan gelen Kapız Dere akmaktadır. Ayrıca, polye tabanı üzerinde, Çayköy'ün güneydoğusundaki Dikmen T. (1052 m) ve polyeyi Boğazova Polyesine bağlayan kesimde yer alan Tepegediği T. (1109 m), birer hum özelliği taşımaktadırlar. Çayköy Polyesinin kuzey ve güneyinde yer alan yamaçlar, 40°-60° arasında değişen eğim değerlerine sahiptirler.

Çayköy Polyesi, inceleme alanı üzerinde yer alan diğer polyelere göre farklı süreçlerin etkisiyle meydana gelmiştir. İnceleme alanında, Orta Miyosen'den itibaren etkin olmaya başlayan karstlaşmanın ardından, Pliyosen'de etkin olan yağışlı rejim sonucu akarsu ağları oluşmaya başlamıştır. Böylece inceleme alanı üzerindeki şekillenme üzerinde, karstik süreçlerin yanında flüvyal süreçler de devreye girmiştir.



Foto 65: Kovada Gölünün güneyinde yer alan Denizaltı mevkiinden Kovada Gölü çanağına bakış (foto, kuzeye doğru).



Foto 66: Karadiken Polyesi (foto, kuzeybatıya doğru)



Foto 67: Karadiken Polyesi (foto, güneydoğuya doğru).



Foto 68: Çayköy Polyisinin ve Dikmen T. humunun görünüşü. Fotoğrafta, humun arka kesiminde, Kapız Dere Boğazı da görülmektedir (foto, kuzeye doğru).

Pliyosen sonlarındaki yükselme ve çarpılma hareketleri, inceleme alanının Yuvalı-Sütçüler platosunun bulunduğu kesimlerinde karstlaşmanın derinliğini ve hızını arttırırken, akarsu drenajı yeraltı drenajına katılmıştır. Aynı zaman süresinde Çayköy-Akdoğan platosu üzerinde ise; flüvyal süreçlerin etkinliği ile aşınım ve şekillenme devam etmiş, sonuçta, flüvyo-karstik özellikli Çayköy Polyesi meydana gelmiştir.

Sonuç olarak; inceleme alanı üzerinde yer alan polyelerin oluşumlarında, tektonik ve karstik süreçlerin etkin olduklarını söyleyebiliriz. Orta Miyosen sonları ve sonrasında ki neotektonik hareketlerle oluşan fay hatlarıyla, fay hatları arasındaki çukur kesimlerde, zaman içerisinde karstik süreçlerin etkinlik gösterdikleri, sonuçta, günümüzdeki polyelerin oluştukları düşünülmektedir. İnceleme alanının kuzey kesiminde yer alan bir polye örneğinde ise, flüvyal süreçlerin etkin olmasıyla, polyenin flüvyo-karstik depresyon özelliği taşıdığı tespit edilmiştir.

2.2.5. Düdenler

İnceleme alanı üzerindeki karstlaşmanın görüldüğü kesimlerde, yağış sularının topoğrafya yüzeyinden yeraltına drene olmasını sağlayan düden (ponor) adı verilen karstik erime şekilleri, oldukça fazla sayıda göze çarpmaktadırlar.

Düdenler, inceleme alanı üzerinde, dolin, uvala, polye gibi karstik depresyonların veya flüvyo-karstik depresyonların taban dolguları üzerinde, taban düdeni halinde, veya taban dolgusuyüzeyi ile karstik depresyonun kenar yamaçlarının birleştiği kesimlerde, kenar düdeni halinde görülmektedirler. Özellikle, Yuvalı-Sütçüler platosundaki yoğun karst alanlarında, Boğazova Polyesi tabanı ve yamaçlarının kenarlarında, Kovada Gölünün çevresinde tipik örnekleri görülen düdenlerin, geliştikleri yerin konumuna göre farklı özellikler gösterdikleri tespit edilmiştir.

Dulup Dağının çevresi, Akgöynük Tepenin batısı, Kovada Gölünün batısındaki karstik plato, Kocadağ'ın çevresi, Kovada Gölünün güney ve güneybatısındaki karstik plato alanlarındaki dolin, uvala, polye, flüvyo-karstik depresyonların tabanları ve Boğazova Polyesinin tabanı, genelde terra rossa türü toprak ve/veya alüvyon ile kaplıdır. Buralarda gelişmiş taban düdenleri, taban dolgusu içine gömülmüş, yer yer ağızları açık, yer yer de dolgu materyalini oluşturan unsurlarca ağızları tıkanmış halde görülmektedirler. Karstik depresyon tabanlarındaki dolguların kalın olması ve çevreden taşınan malzemenin unsur boyutlarının iri oluşu, düdenlerin ağızlarındaki tıkanmayı kolaylaştırıcı faktörler olarak düşünülmektedir (Foto: 69).

Yine aynı çevrelerde ve Kovada Gölü kıyı çevresinde, yamaç kenarlarında yer alan kenar düdenleri ise; genelde çatlak sistemleri, yer yer de küçük mağara ağızları şeklindedirler. Kenar düdenlerinin hemen tamamının ağızları açıktır. Ancak Kovada Gölünün çevresindeki düdenlerin birçoğu, Kovada Gölü su kaçaklarının önlenebilmesi amacıyla DSİ tarafından, çimento enjeksiyonu yöntemiyle doldurulmuştur (Foto: 70).

Yuvalı-Sütçüler platosunun, özellikle Dulup Dağı ve Kocadağ çevreleri gibi yoğun karst alanlarında, yüzey karstı ile karst taban seviyesi arasındaki derinliğin fazla olması, buralarda yer alan düdenlerin (ağızları tıkalı olanlar hariç) yağış sularını kolaylıkla yeraltı karstik su sistemine drene etmelerine olanak vermektedir. Ancak Boğazova Polyesindeki, Kovada Gölünün kenarlarındaki ve Karadiken Polyesinin tabanında yer alan düdenler, karst taban seviyesine oldukça yakın olduklarından, ayrıca bazı düdenlerin ağızlarının tıkalı olmasından, yeraltı suyu seviyesinin yağışlara bağlı olarak fazlaca yükseldiği mevsim veya yıllarda, adı geçen karstik depresyonlarda biriken suların tamamını yeraltına drene edememektedirler. Bunun sonucunda karstik depresyon tabanlarını sular basmaktadır.



Foto 69: Karadiken Polyesinin güney ucunda yer alan, taban düdeni. Taban düdeninin ağzı, alüvyal unsurlarla tıkanmıştır (foto, kuzeybatıya doğru).



Foto 70: Tepeli köyünün kuzeydoğusunda, Boğazova Polyesinin yamaç kenarında yer alan, kenar düdeni. Düden, anakaya üzerinde gelişmiş, düdenle polye yamacı arasındaki kesim karstik aşınım ile tesviye edilmiştir (foto, güneye doğru).

Daha önce de açıkladığımız gibi, Eğirdir ve Kovada polye gölleri de geçmiş dönemlerde polye tabanlarında yer alan düdenlerin tıkanmaları ve yağışlar sonucu biriken suların yeraltına drene olamaması sonucu meydana gelmişlerdir.

Sonuç olarak; inceleme alanı üzerinde yer alan dolin, uvala, polye ve flüvyo-karstik depresyon tabanlarındaki dolgularda taban düdenleri, karstik depresyon tabanları ile yamaç kenarlarının birleştiği kesimlerde ise kenar düdenlerinin oluştukları tespit edilmiştir.

2.2.6. Kuru Vadiler, Çıkmaz Vadi ve Karstik Boğazlar

Tüm karst alanlarında görüldüğü gibi inceleme alanı üzerinde de flüvyal süreçler ve karstlaşmanın ortak etkileri sonucu gelişmiş; kuru vadiler, çıkmaz vadi ve karstik boğazlar tespit edilmiştir.

Kuru vadiler; özellikle Yuvalı-Sütçüler platosunun Dulup Dağı kesiminde, Akgöynük Tepenin batı ve güneybatısında, Kovada Gölünün kuzeydoğusu, doğusu, güneyi ve güneydoğusundaki karst alanlarında yaygın olarak gözlenirler (Foto: 71-72-73).

Kuru vadiler birçok kesimde dolinlerin ve uvalaların sıralanışları üzerinde etkin rol oynarlar ve buna bağlı olarak adı geçen karstik şekillerin yönlü karst özelliği göstermelerine neden olmuşlardır.

İnceleme alanındaki kuru vadilerin tabanlarında yer yer düdenler göze çarpar. Bu düdenlerin bir kısmının ağızları toprak ve taşlarla kapanmış haldedir. Yağışların fazla olduğu mevsimlerde veya yıllarda, bu tür düdenlerin yağış sularını yeraltına drene edememeleri nedeniyle kuru vadi tabanında, vadi eğimini takiben yüzeysel akış oluşabilmektedir.



Foto 71: Dulup Dağının güney kesiminde yer alan, kuru vadi örneği. Fotoğrafta da görüldüğü gibi kuru vadi, yükselme hareketlerinden etkilenerek eğimlenmiştir. Vadinin yamaçlarında gelişen enkaz lapyaları, yamaç eğimini takiben vadi tabanına sürüklenmişlerdir (foto, batıya doğru).



Foto 72: Sipahiler köyünün 2,5 km kuzeybatısında yer alan, kuru vadi örneği (foto, kuzeybatıya doğru).

Kapız Karstik platoların yüksek kesimlerindeki değişik kademelerde, birçok kuru vadi, asılı vadi özelliğinde görülmektedir. Bunlar inceleme alanının birçok defa yükselme hareketleriyle karşı karşıya kaldığının kanıtıdır.

Topoğrafya yüzeyindeki fay hatları ve çizgiselliklerin uzanımlarıyla uyum içinde gözlenen inceleme alanındaki kuru vadilerin oluşumu büyük bir olasılıkla, Pliyosen'de bölgede gelişmeye başlayan akarsu etkinliği ile oluşan vadi ağlarıyla ilgilidir. Pliyosen sonundan günümüze kadar, Toroslar'ın aralıklarla yükselmesiyle, karstik plato yüzeylerinde ve özellikle kırık hatlarının oluşturduğu zayıf zonlar üzerinde gelişmiş akarsu sistemi yeraltına drene olmuş ve bu akarsuların topoğrafya yüzeyinde kuru halde kalan vadileri, karstik süreçlerin etkinliğinde şekillenmeye devam etmişlerdir.

Çıkmaz vadi örneği inceleme alanında, Kocadağ'ın güneybatısında görülmektedir. Kocadağ'ın güney kesiminden çıkan mevsimlik özellikteki Çatağılkapızı Derenin oluşturduğu bu karstik vadi örneği, yaklaşık 1,5 km uzunluğunda olup, güneybatıya doğru uzanmaktadır. Ortalama 500 m genişliğe sahip olan vadinin yamaçları yaklaşık 40° eğim gösterir. Vadiyi oluşturan Çatağılkapızı Dere, vadi çıkışından hemen sonra bir dolin tabanındaki düdende son bulmaktadır.

Karstik boğazlar inceleme alanı üzerindeki karst alanlarında dikkati çeken diğer bir vadi türünü oluşturmaktadırlar. Çayköy-Akdoğan platosunun kuzeyinde yer alan Kapız Deresi boğazı, Karadiken Polyesinin batı ve güneyinde uzanan Gökpınar Deresi, Kemer Dere, Şarderesi, Bağırsak Deresi gibi akarsuların oluşturduğu karstik boğaz sistemi, tipik örnekler oluştururlar.

Kapız Deresi boğazı; Çayköy'ün kuzeyindeki karbonatlı kayalar üzerinde, Kazancı T. ve Sarpçen T. arasında akan

Kapız Deresinin aynı kesimde yer alan bir fay hattı boyunca açmış olduğu karstik bir boğazdır (Foto: 68). Tamamı 1 km'yi aşan uzunlukta olan ve kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan boğazın ortalama genişliği; 300 m kadardır. Kapız Deresi boğazı kireçtaşları içine yaklaşık 200 m kadar gömülmüştür. Boğazın yamaçları, akarsuyun hızlı derine aşındırması nedeniyle, tabandan itibaren 70°'yi aşan eğimle oldukça dik ve sarp görünümüler oluşturur. Boğazın tavan kesimine doğru yamaçların eğim değerlerinin hafifçe düştüğü görülür. Bu durum, boğazın üst kesimlerinde, yana doğru aşındırma ve yamaç işlenmesinin etkili olduğunun göstergesidir.

Direzkene Dere boğazı; Serpil köyü kuzeyinde, Yuvalı-Sütçüler platosunun kireçtaşları üzerinde, Boğazova Polyesi tabanına doğru akan Direzkene Derenin açmış olduğu karstik bir boğazdır. Yuvalı Uvalasından itibaren, batıya doğru oluşturmuş olduğu "V" şekilli vadiler içinde akan Direzkene Dere, Boğazova Polyesi tabanına kavuşmadan önce, yaklaşık 1 km uzunluğu ve 500 m genişliği olan, doğu-batı doğrultulu Direzkene Dere boğazını oluşturmuştur. Boğaz, plato yüzeyine 200 m kadar gömülmüştür. Boğazın yamaçları tabandan itibaren, yaklaşık 60°'lik bir eğimle yükselirler.

İnceleme alanına ait en uzun karstik boğaz sistemi, Yuvalı-Sütçüler platosunun güneybatısında yer almaktadır. Yan kolları ile birlikte 20 km'yi aşan uzunluğa sahip olan bu sistem, Sağrak köyü kuzeyindeki karstik plato yüzeylerinde, Gökpınar Deresi tarafından oluşturulmuştur. Aynı akarsuyun devamı olan Kemer Dere ve Bağırsak Deresi ile bu akarsuya kuzeybatı yönünden karışan Şarderesi tarafından, yaklaşık kuzey-güney ve kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanarak kireçtaşlarına gömülen karstik boğaz sistemi, güneye doğru inceleme alanı dışında da devam etmektedir (Foto: 74).



Foto 73: Kovada Gölünün güneybatısında yer alan, kuru vadi örneği (foto, kuzeye doğru).

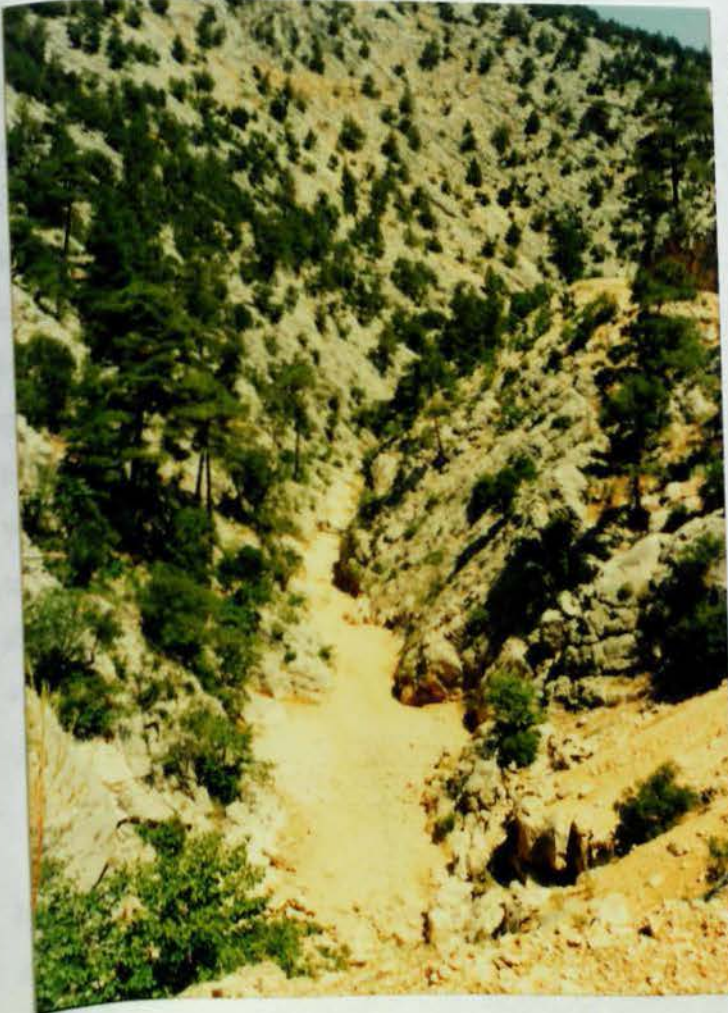


Foto 74: Şarderesi karstik boğazından bir görünüm. Temmuz döneminde çekilen bu fotoğrafta da görüldüğü gibi, karstik boğazın tabanı yaz döneminde kuru haldedir (foto, güneybatıya doğru).

Aynı karstik boğaz sisteminin genişliği ise; 200-500 metreler arasında değişir. Boğaz, karstik plato yüzeyi üzerinde ortalama 200 metreden fazla, derine gömülmüştür. Boğazın yamaçları, tabandan itibaren; 40° - 70° arasında değişen eğim değerleri göstermektedirler. Karstik boğazın yamaçlarında, değişik kademelerde karşılıklı olarak gelişmiş menderes yenikleri göze çarpmaktadır. Boğaz, birçok yerinden Kuzeybatı-güneydoğu yönlü faylarla enine kesilmiş durumdadır.

Karstik boğaza kavuşan Şarderesi'nin kuzeybatıya doğru devamında yer alan kuru vadi, geçmiş dönemlerde Karadiken Polyesi ile karstik boğaz arasında, yüzeysel hidrolojik bağlantının var olduğunu kanıtlamaktadır.

İnceleme alanı üzerindeki karstik boğazlara genel olarak bakıldığında görülen ortak özellikler, bu boğazların oluşumlarının aynı dönemlere rastladığını ortaya koymaktadır. Boğazların, karstik plato yüzeylerinde görüldükleri derinlikler, oldukça dik yamaç değerleri ve ortalama vadi genişlikleri, hemen hemen birbirlerine yakın değerler ortaya koymaktadır. Ayrıca, karstik boğazların tavan kesimlerinde asılı vadiler görülmektedir. Dolayısıyla bu verilerin ışığı altında; karstik boğazların Pliyosen'de bölgede gelişmeye başlayan akarsu sistemlerinin, Pliyosen sonlarında bölge genelinde oluşan yükselme ile kireçtaşları üzerinde gömülmeye başladıkları ve arazinin günümüze kadar aralıklarla yükselmeye devam ederek, en az 200 metrelik bir yarılmaya uğradığı ortaya çıkmaktadır. Karstik boğazların yamaçlarının dik ve sarp görünümünler oluşturmaları, yamaç gerilemesinin hızının, derine yarılma hızından oldukça yavaş cereyan ettiğini göstermektedir.

Yuvalı-Sütçüler platosunun güneybatısındaki karstik boğazda görülen menderes yenikleri, zaman zaman hidrolojik zonda değer değişikliklerinin oluştuğunu ortaya koymaktadır.

Aynı karstik boğazı enine kesen faylar, Pliyosen sonrası dönemde de bölgede tektonik etkinliğin devam ettiğini göstermektedir. Birçok menderes yeniği, buradaki fayların akarsu akış yönünü değiştirmesi sonucu oluşmuşlardır.

Sonuç olarak; inceleme alanında karstik vadi şekillerinden kuru vadi, çıkmaz vadi ve karstik boğazların gelişmiş olduklarını söyleyebiliriz. Fay hatları gibi zayıf direnç gösteren zonlar, kuru vadi ve karstik boğazların oluşumlarında önemli etkiler meydana getirmişlerdir. Kuru vadi ve çıkmaz vadilerin gelişimlerinin başlangıcında, flüvyal süreçler etkinlik gösterirken, daha sonra yüzey drenajının yer altına drene olması ile, karstik süreçler etkin olmaya başlamışlardır. Karstik boğazların gelişiminde ise, flüvyal süreçler daha etkin rol oynamışlar, akarsuların hidrolik gücü ve korrozif etkisi, boğazların şekillenmesinde ön plana geçmiştir.

2.2.7. Mağaralar

Batı Toros'lar genelinde yer alan yoğun, saf ve kalın depolar oluşturan kireçtaşları içerisinde, bu kayaçların litolojik ve stratigrafik özellikleri, bölgedeki etkin tektonik rejim ve buna bağlı olan jeomorfolojik gelişimle ilişkili olarak oluşan mağaralar ve mağara sistemleri görülmektedir.

Batı Toros'lar içerisinde yer alan inceleme alanındaki karst alanlarında da çok miktarda mağara tespit edilmiştir. Yeraltı karstik şekillerin özgün örneklerinden olan mağaralara, inceleme alanının değişik kesimlerinde ve yükseltilerinde, yatay veya dikey yönde gelişmiş mağaralar halinde rastlanılmaktadır. Mağaraların boyutları, kuruluş düzenleri ve gelişimleri, bulundukları kesimdeki kayaçların litolojik, stratigrafik özellikleri, yapısal özellikler ve yeraltı suyunun hareketi ile yakından ilişkilidir. Dolayısı ile, inceleme alanında gelişmiş mağara sistemlerinden yola çıkarak, jeolo-

jik geçmişte inceleme alanının şekillenmesi üzerinde, başta hidrolojik özellikler olmak üzere etkin olan birçok faktöre ait bilgiler ortaya çıkmaktadır.

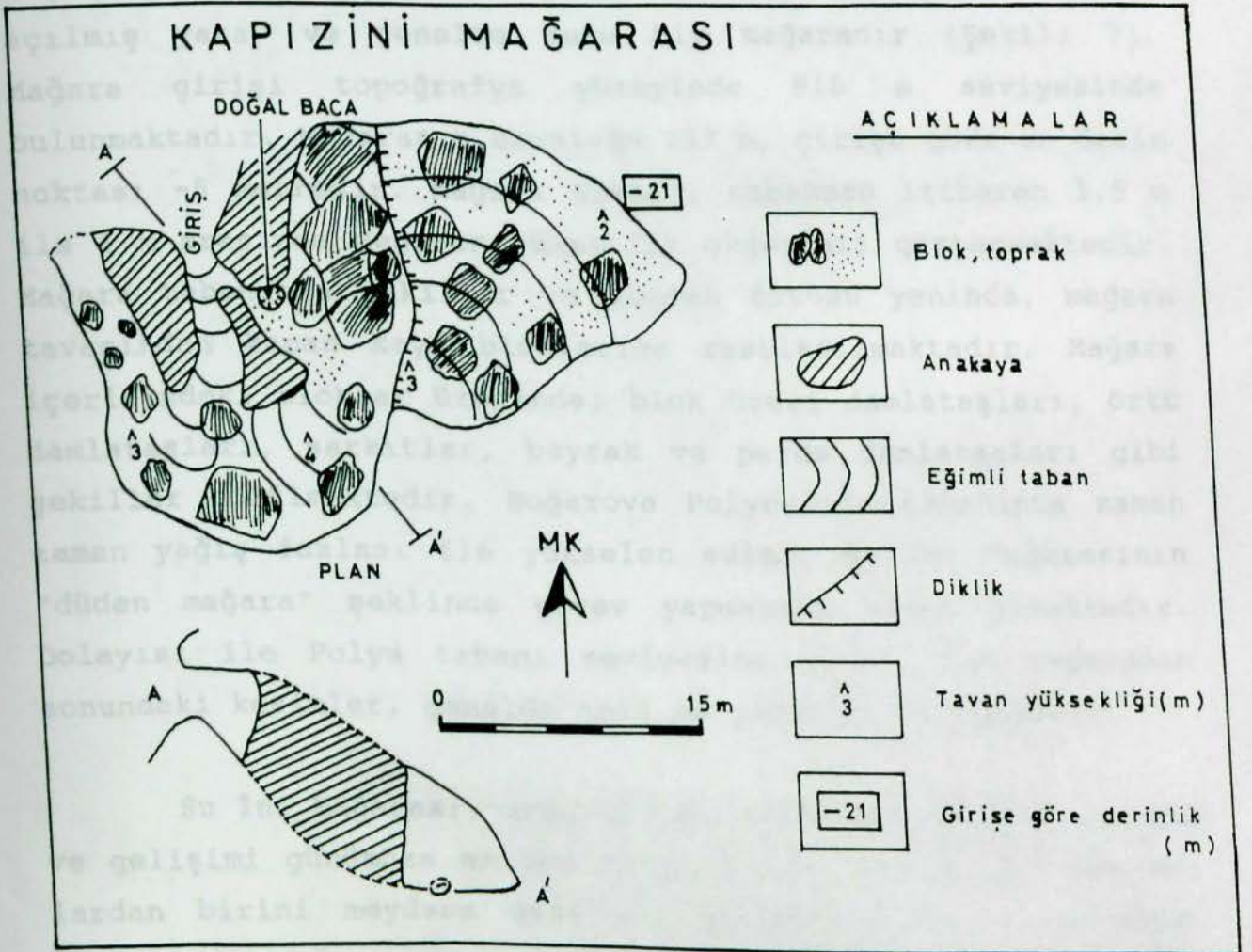
Yeryüzünde belirli bir taban seviyesine bağlı olarak oluşan mağaralar; yatay ve uzun veya dikey mağaralar halinde gelişme göstermektedirler. Yatay ve uzun mağaraların gelişebilmeleri için, kalın kireçtaşları altında bulunan ve karst taban seviyesini oluşturan kesim, en uygun ortamı oluşturmaktadır. Ayrıca, karstlaşmanın veya aşınımın uzun sürdüğü, tektonik bakımdan duraylı dönemlerin etkin olduğu bölgelerde de yatay ve uzun mağaralar gelişmiştir. Taban seviyesinin devamlı olarak değiştiği genç yükselim alanlarında ise neokarsta ait dikey mağaralar oluşmaktadır. Kireçtaşlarının büyük kalınlıklara ulaştığı ve karst taban seviyesinin oldukça derinlerde olduğu karstik alanlarda yer alan, dikey yönde gelişmiş mağaraların derinlikleri yüzlerce metreyi bulmaktadır (NAZİK, 1989, 1992).

Yukarıda açıklanan, değişik bölgelerde oluşan farklı, yapısal, stratigrafik ve hidrolojik koşullar, bazen aynı arazi üzerinde, değişik jeolojik zamanlar içerisinde birbirini takip eden dönemlerde tekrarlayabilir. Böylece arazinin jeomorfolojik evriminde kesinti ve karışıklıklar oluşur. Buna bağlı olarak böyle bir arazide gelişen mağara sistemleri; hem yatay, hem de dikey yönde, polisiklik gelişme özellikleri gösterebilirler.

İnceleme alanı üzerinde speleolojik amaçla yapılan araştırmalarda, beş adet mağaranın etüdü yapılmıştır (GÜLDALİ v.d., 1989). Bu araştırmalara konu olan mağaralara ait jeomorfolojik özellikler, speleolojik etüd verileri dikkate alınarak incelendiğinde, şu sonuçlar ortaya çıkar;

Kapızini Mağarası; Eyüpler köyünün hemen güney kesiminde yer alan Kapız Derenin vadisinin güney yamacında yer

alan Kapızini Mağarası, Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları ve kısmen konglomeratik kireçtaşı seviyeleri içine açılmış, yatay ve kuru bir mağaradır (Şekil 6). Mağara girişi topoğrafya yüzeyinde 950 m seviyesinde yer almaktadır. Mağaranın uzunluğu 62,5 m, girişe göre en derin noktası -21 metredir. Mağara tavanı, tabandan itibaren 2 m ile 4 m arasında değişen yükseklik değerleri göstermektedir. Mağara tabanında yer yer toprak örtüsü vardır. Mağaranın tabanı, mağara tavanından düşen kaya blokları ile doldurulmuş vaziyette olduğundan, mağaranın içinde yürümek zordur.



Şekil 6: Kapızini Mağarasının Plan ve Boyuna Kesiti (GÜLDALİ v.d., 1989'den yararlanılarak hazırlanmıştır).

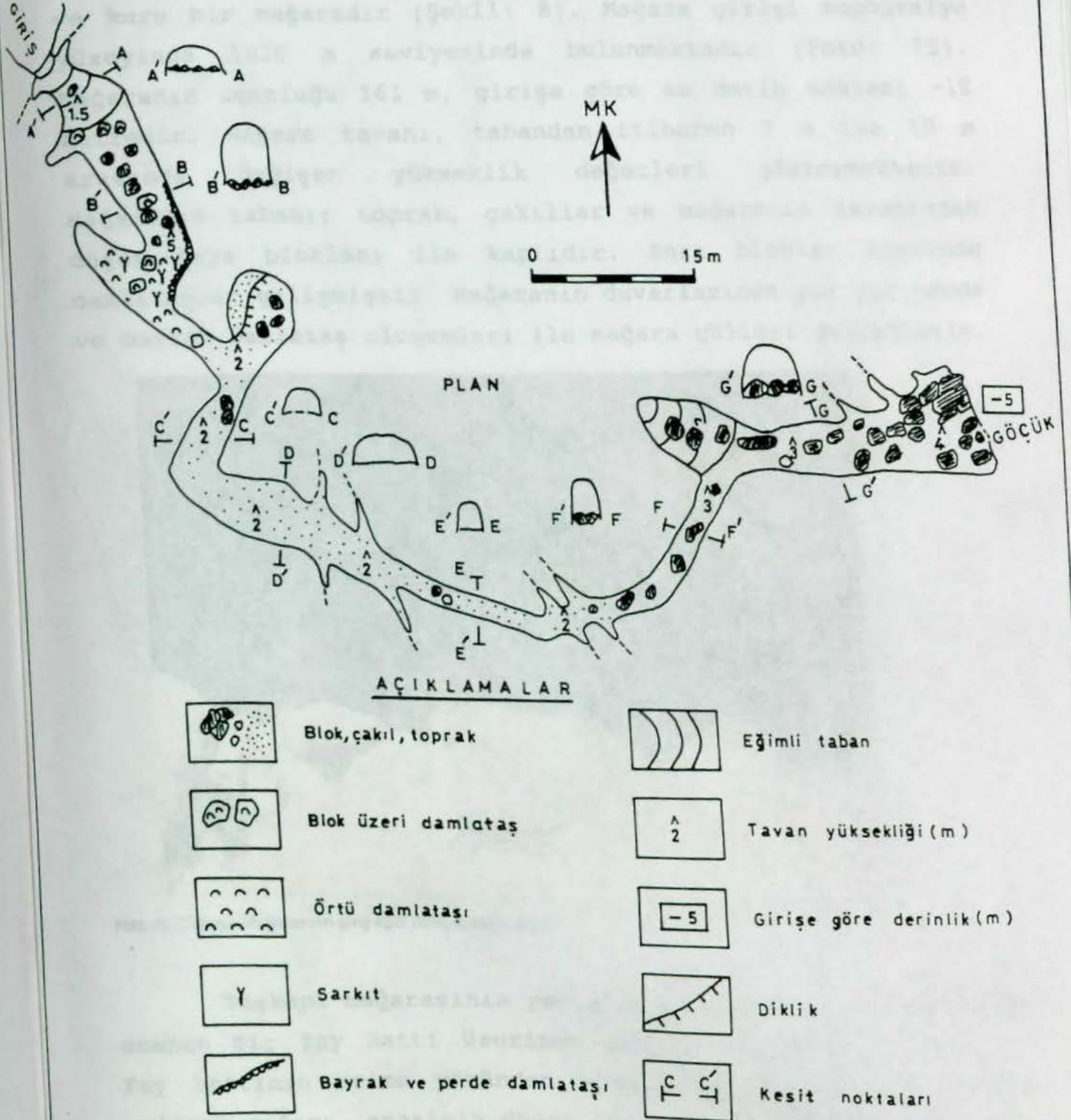
Kapızini Mağarasının oluşum ve gelişiminde, fay ve tabaka dalımlarının etkisi büyüktür. Olasılıkla yakın bir geçmişte Kapız Dere vadisinin yamacında, mağaranın bulunduğu kesimde yer alan, erime yönünden zayıf zon oluşturan fay hattı ve güneybatı-kuzeydoğu yönünde 30° 'nin üzerinde eğime

sahip kireçtaşı tabakalarının tabaka temas yüzeyleri boyunca etkin olan yeraltı sularının eritici özelliği, mağaranın gelişimine neden olmuştur. Zamanla vadi yatağının derinleşmesi, Kapız Derenin Boğazova Polyesinin tabanına doğru gömülmesi sonucu mağara, hidrolojik aktivitesini kaybetmiş ve fosil mağara haline gelmiştir.

Su İni Mağarası: Boğazova Polyesinin tabanında yer alan Süllü T. humunun kuzeybatı eteğinde gelişmiş olan Su İni Mağarası, Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları içinde açılmış yatay ve genelde kuru bir mağaradır (Şekil: 7). Mağara girişi topoğrafiya yüzeyinde 910 m seviyesinde bulunmaktadır. Mağaranın uzunluğu 157 m, girişe göre en derin noktası -5 metredir. Mağara tavanı, tabandan itibaren 1,5 m ile 4 m arasında değişen yükseklik değerleri göstermektedir. Mağara tabanında çakıllar ve toprak örtüsü yanında, mağara tavanından kopan kaya bloklarına rastlanılmaktadır. Mağara içerisindeki bloklar üzerinde; blok üzeri damlataşları, örtü damlataşları, sarkıtlar, bayrak ve perde damlataşları gibi şekiller görülmektedir. Boğazova Polyesinin tabanında zaman zaman yağış fazlası ile yükselen sular, Su İni Mağarasının "düden mağara" şeklinde görev yapmasına neden olmaktadır. Dolayısı ile Polye tabanı seviyesine yakın olan mağaranın sonundaki kesimler, genelde sulu ve çamurlu bir haldedir.

Su İni Mağarası, araştırılan mağaraların içinde oluşum ve gelişimi günümüze en yakın devre ile ilgili olan mağaralardan birini meydana getirir. Mağaranın şu an bulunduğu seviye ile mağara çevresindeki yerel taban seviyesini oluşturan Boğazova Polye tabanı ve Kovada Gölü, hemen hemen aynı seviyede yer almaktadırlar. Ayrıca, 1950'li yıllara kadar Boğazova Polye tabanını sık sık istila eden sular, büyük bir olasılıkla Su İni Mağarasının da hidrolojik yönden aktif olmasını, dolayısı ile şekillenmesinin devamını sağlamışlardır.

SU İNİ MAĞARASI



Şekil 7: Su İni Mağarasının Plan ve Kesitleri (GÜLDALİ v.d., 1989'dan yararlanılarak hazırlanmıştır).

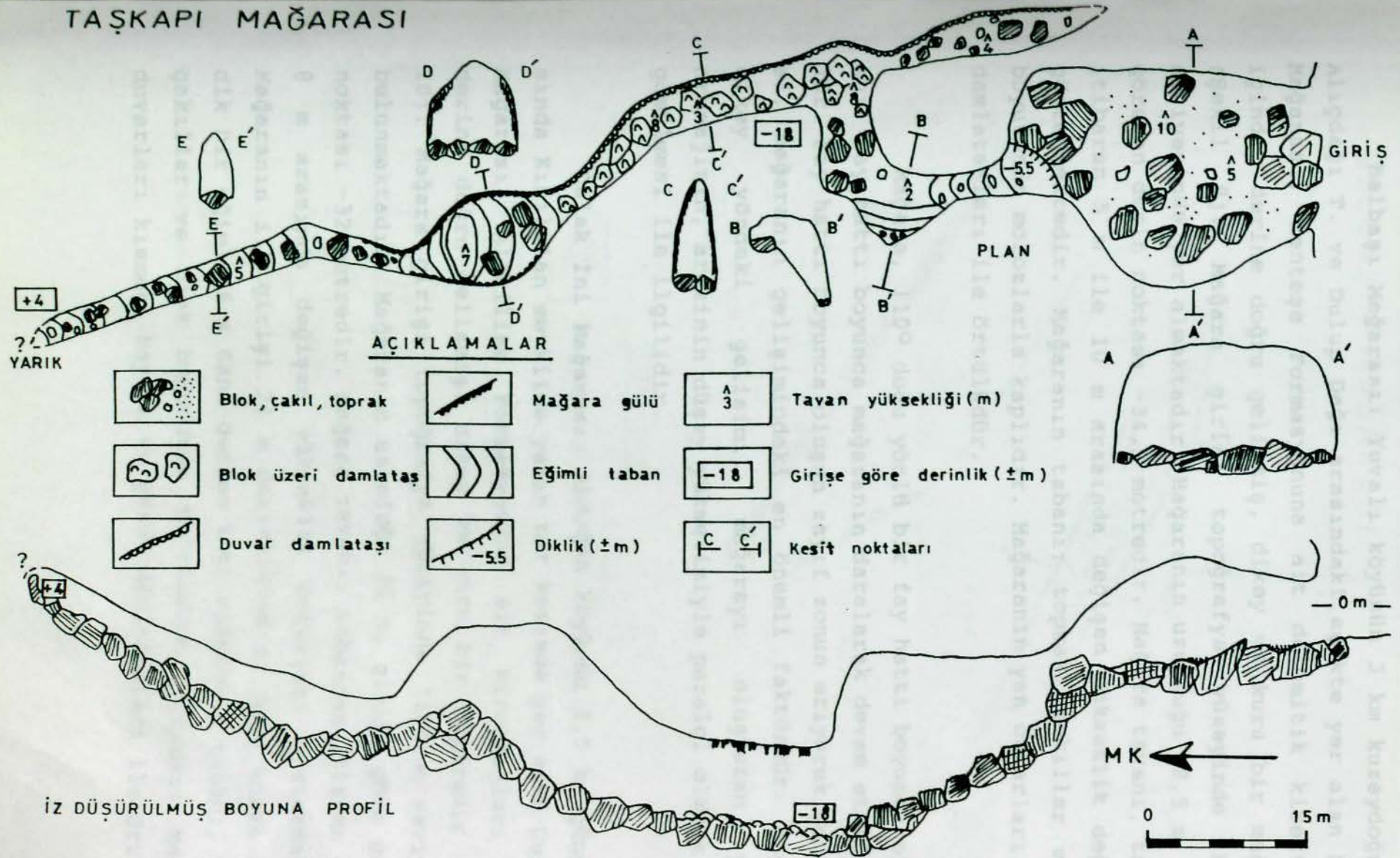
Taşkapı Mağarası: Sütçüler ilçesinin 1 km güneybatısındaki Asar Tepenin üzerinde gelişmiş olan Taşkapı Mağarası, Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları içine açılmış yatay ve kuru bir mağaradır (Şekil: 8). Mağara girişi topoğrafya yüzeyinde 1020 m seviyesinde bulunmaktadır (Foto: 75). Mağaranın uzunluğu 161 m, girişe göre en derin noktası -18 metredir. Mağara tavanı, tabandan itibaren 2 m ile 10 m arasında değişen yükseklik değerleri göstermektedir. Mağaranın tabanı; toprak, çakıllar ve mağaranın tavanından düşen kaya blokları ile kaplıdır. Bazı bloklar üzerinde damlataşlar gelişmiştir. Mağaranın duvarlarında yer yer perde ve bayrak damlataş oluşumları ile mağara gülleri gelişmiştir.



Foto 75: Taşkapı Mağarasının giriş ağız (foto, kuzeye doğru).

Taşkapı Mağarasının yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda uzanan bir fay hattı üzerinde geliştiği tespit edilmiştir. Fay hattının erime yönünden oluşturduğu zayıf zon boyunca gelişen mağara, arazinin düşey yönde yükselimi ile yüzey drenajının yeraltına gömülmesi üzerine, günümüzde "fosil mağara" görünümündedir.

TAŞKAPI MAĞARASI



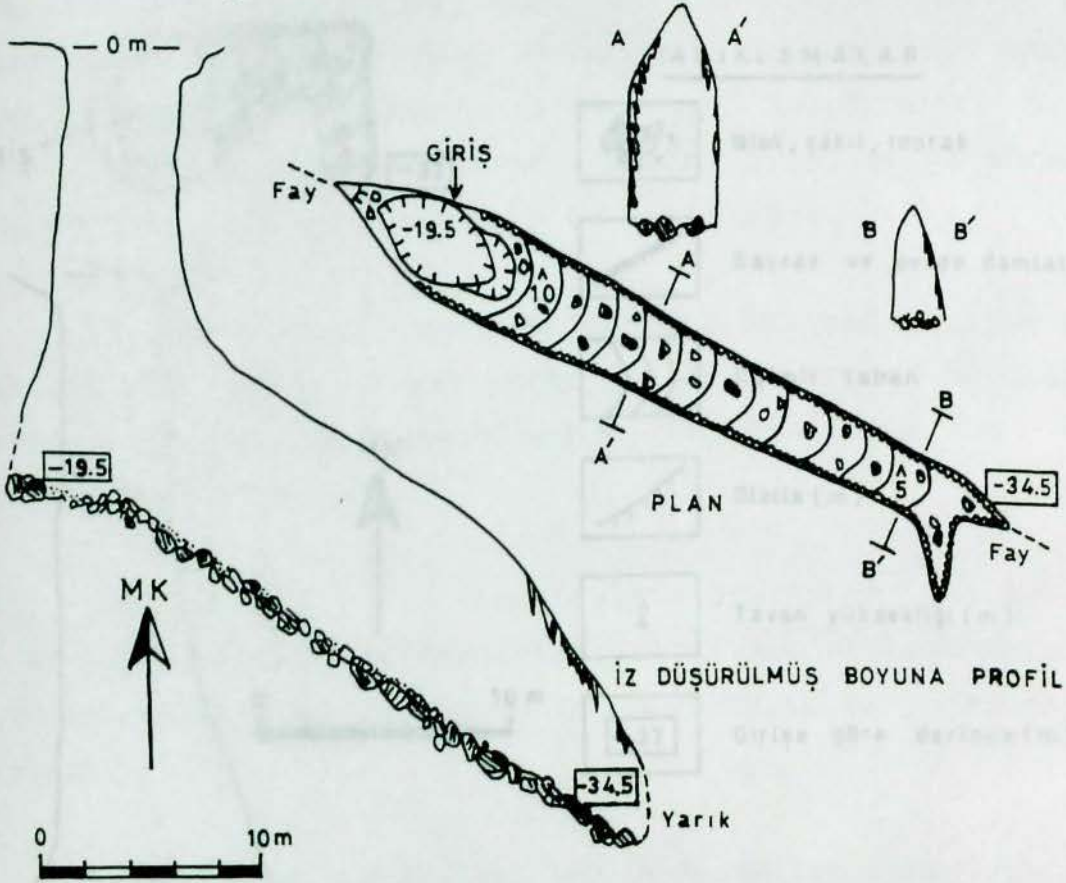
Şekil 8: Taşkapi Mağarasının Plan ve Kesitleri (GÜLDALI v.d., 1989'dan yararlanılarak hazırlanmıştır).

Belbaşı Mağarası: Yuvalı köyünün 3 km kuzeydoğusunda, Alıçdağı T. ve Dulup Dağı arasındaki eşikte yer alan Belbaşı Mağarası, Menteşe Formasyonuna ait dolomitik kireçtaşları içinde, derine doğru gelişmiş, dikey ve kuru bir mağaradır (Şekil 9). Mağara girişi topoğrafya yüzeyinde 1410 m seviyesinde yer almaktadır. Mağaranın uzunluğu 58,5 m, girişe göre en derin noktası -34,5 metredir. Mağara tavanı, tabandan itibaren 5 m ile 10 m arasında değişen yükseklik değerleri göstermektedir. Mağaranın tabanı; toprak, çakıllar ve blok boyutunda molozlarla kaplıdır. Mağaranın yan duvarları, duvar damlataşları ile örtülüdür.

Mağara, 110° doğu yönlü bir fay hattı boyunca oluşmuştur. Fay hattı boyunca mağaranın daralarak devam ettiği görülür. Fay hattı boyunca oluşan zayıf zonun eriyerek genişlemesi, mağaranın gelişimindeki en önemli faktördür. Mağaranın dikey yöndeki gelişimi, mağarayı oluşturan yeraltı drenajının, arazinin düşey yükselimiyle paralel olarak derine gömülmesi ile ilgilidir.

Culak İni Mağarası: Akdoğan köyünün 2,5 km güneybatısında Kızılalan mevkiine yakın bir kesimde yer alan Culak İni Mağarası, Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları içinde derine doğru gelişmiş, dikey ve kuru bir mağaradır (Şekil: 10). Mağara girişi topoğrafya yüzeyinde 1180 m seviyesinde bulunmaktadır. Mağaranın uzunluğu 38 m, girişe göre en derin noktası -32 metredir. Mağara tavanı, tabandan itibaren 4 m ile 8 m arasında değişen yükseklik değerleri göstermektedir. Mağaranın ilk girişi 24 m derinliktedir. Daha sonra oldukça dik bir eğimle 6 m daha derine inen mağaranın tabanı, toprak, çakıllar ve blok boyutunda molozlarla kaplıdır. Mağaranın duvarları kısmen, bayrak ve perde damlataşları ile örtülüdür.

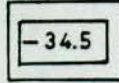
BELBAŞI MAĞARASI



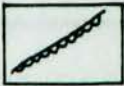
AÇIKLAMALAR



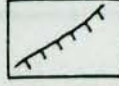
Blok, çakıl, toprak



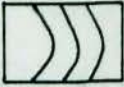
Girişe göre derinlik (±m)



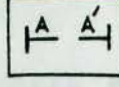
Duvar damlataşı



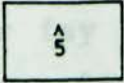
Diklik (±m)



Eğimli taban

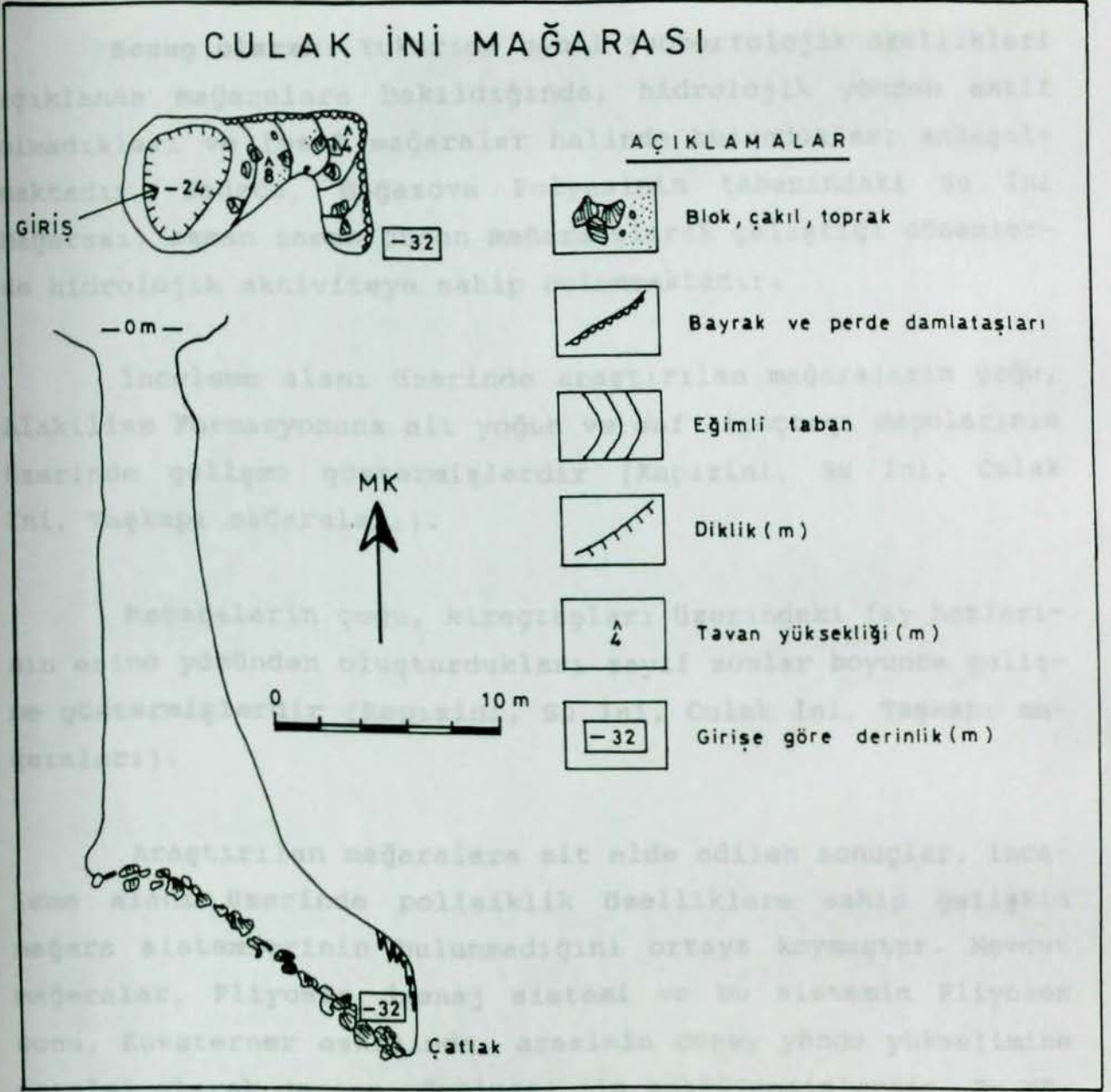


Kesit noktaları



Tavan yüksekliği(m)

Şekil 9: Belbaşı Mağarasının Plan ve Kesitleri (GÜLDALI v.d., 1989'dan yararlanılarak hazırlanmıştır).



Şekil 10: Culak İni Mağarasının Plan ve Boyuna Kesiti (GÜLDALI v.d., 1989'dan yararlanılarak hazırlanmıştır).

Culak İni Mağarası, yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda uzanan bir fay hattı boyunca gelişmiştir. Fay hattının oluşturduğu zayıf zon boyunca gelişen mağaranın olasılıkla, Pliyosen sonlarındaki tektonik hareketlerle ilişkili olarak oluştuğu söylenebilir. Pliyosen sonlarındaki yükselme hareketlerine ayak uyduran drenajın süratle derine gömülmesi ile mağara, dikey yönde gelişme göstermiş, geçirimsiz formasyonlara yakın bulunan mağara taban kesimine gelindiğinde ise, gelişim durmuştur.

Sonuç olarak: Yukarıda genel jeomorfolojik özellikleri açıklanan mağaralara bakıldığında, hidrolojik yönden aktif olmadıkları ve fosil mağaralar halinde bulundukları anlaşılmaktadır. Sadece, Boğazova Polyesinin tabanındaki Su İni Mağarası, zaman zaman düden mağara olarak çalıştığı dönemlerde hidrolojik aktiviteye sahip bulunmaktadır.

İnceleme alanı üzerinde araştırılan mağaraların çoğu, Alakilise Formasyonuna ait yoğun ve saf kireçtaşı depolarının üzerinde gelişme göstermişlerdir (Kapızini, Su İni, Culak İni, Taşkapı mağaraları).

Mağaraların çoğu, kireçtaşları üzerindeki fay hatlarının erime yönünden oluşturdukları zayıf zonlar boyunca gelişme göstermişlerdir (Kapızini, Su İni, Culak İni, Taşkapı mağaraları).

Araştırılan mağaralara ait elde edilen sonuçlar, inceleme alanı üzerinde polisiklik özelliklere sahip gelişkin mağara sistemlerinin bulunmadığını ortaya koymuştur. Mevcut mağaralar, Pliyosen drenaj sistemi ve bu sistemin Pliyosen sonu, Kuvaterner esnasında, arazinin düşey yönde yükselimine paralel olarak derine gömülmesi ile şekillenmişlerdir. Bu dönemlere ait yüzey ve yeraltı drenajı ile, mağara sistemleri arasındaki hidrolojik özelliklerin uyum içerisinde olduğu, jeomorfolojik bulgularla desteklenmektedir.

Araştırılması teknik imkânsızlıklar nedeniyle yapılamayan, ancak inceleme alanının değişik kesimlerindeki kireçtaşları üzerinde farklı yükseltilerde gözlenen "fosil mağara ağızları", eski dönemlere ait yeraltı drenajının oluşturduğu tipik örneklerdir (Foto: 76).



Foto 76: Sağrak köyünün kuzeyinde yer alan Katmer Tepenin (1352 m) batı yamaçlarındaki fay aynası üzerinde görülen, fosil mağara ağızları. Fay aynası üzerinde karstlaşma nedeniyle oluşan korrozyon etkisi açıkça görülmektedir (foto, doğuya doğru).

2.3. Karst Sınıflaması

Yeryüzündeki karstik bölgelerde incelemeler yapan araştırmacılar, incelenen karst alanlarındaki karstlaşmayı oluşturan parametrelerin etki derecelerine göre bir sınıflandırma yapmakta ve yaptıkları bu sınıflamaya göre karstik modeli belirlemektedirler.

Karstlaşmayı oluşturan parametrelerin bölgeden bölgeye değişen farklı özellikler gösterdikleri bilinmektedir. Dolayısıyla ile karst sınıflaması ve karst modeli de bölgeden bölgeye değişen farklılıklar göstermekte, herhangi bir standart oluşturmamaktadır.

Karst araştırmacılarının yapmış oldukları karstik sınıflama ve karstik model belirlemelerinde; incelemesi yapılan arazinin coğrafi konumu, jeolojisi, yeraltı suyu özellikleri, bitki örtüsü, iklimik ve jeomorfolojik özellikleri gibi faktörler dikkate alınmaktadır.

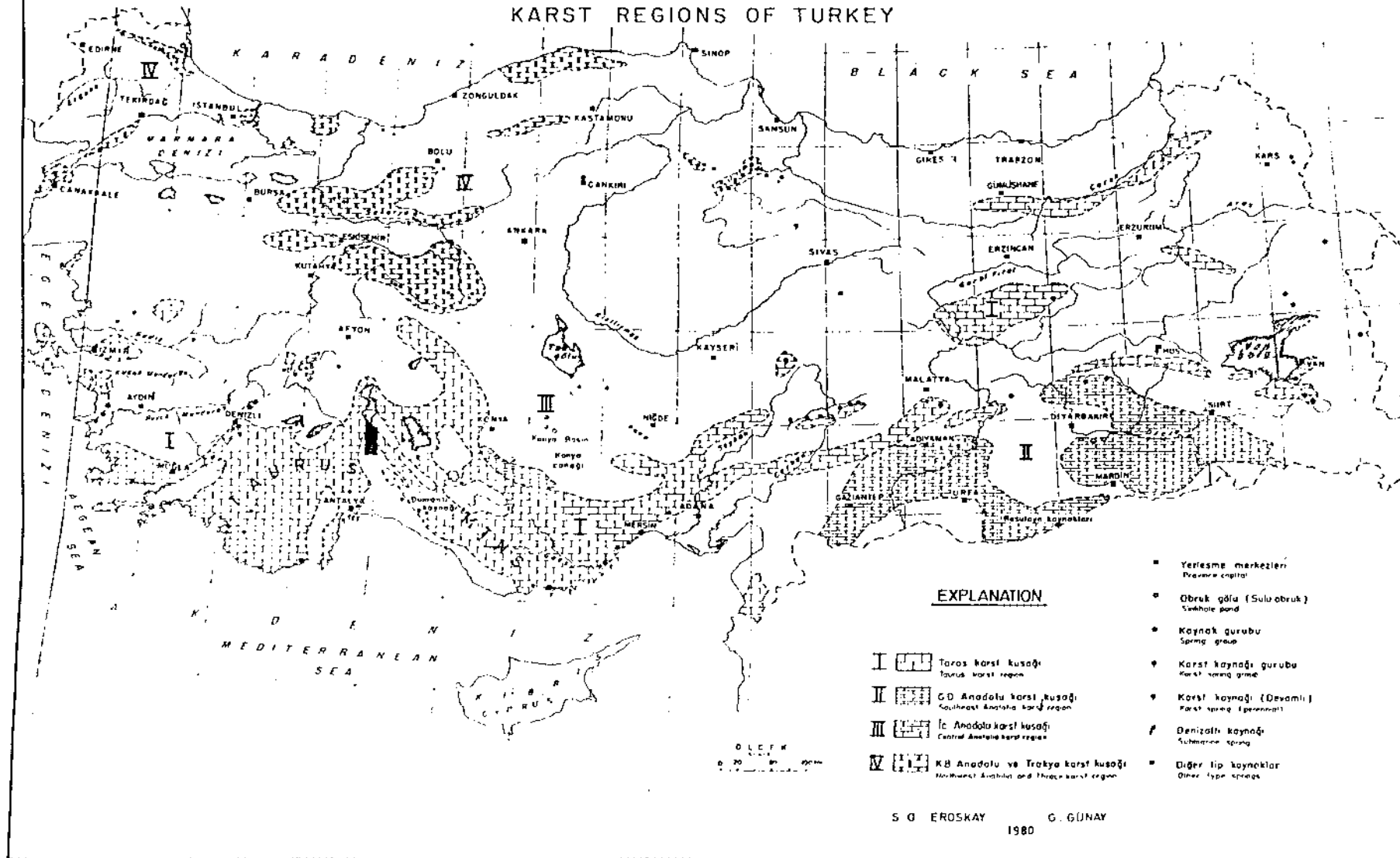
Karstik alanlarda, incelenen karstik şekiller ve karst kaynaklarının, genelde bölgenin tektonik yapısı ile paralellik gösteren özelliklere sahip olmaları, araştırmacıları, "tektojenetik karst sınıflaması" yapmaya yöneltmiştir. İnceleme alanının da içinde bulunduğu Batı Toroslar'daki karst alanlarında yer alan karstik şekillerin oluşum ve gelişimleri, karstik kaynakların varlığı, karstik ve karstik olmayan kayaların birbirleriyle olan konumları, büyük oranda yapısal çizgiselliklerle uyum içinde, dolayısı ile tektoniğin kontrolündedir. Bu durum özellikle inceleme alanı üzerinde yer alan makrokarstik şekillerle fay hatlarının, kuzey-güney ve kuzey-batı-güneydoğu yönlü uzanımlarıyla oldukça belirgin hale gelmektedir.

Bu gibi özellikler dikkate alınarak hazırlanan ve Türkiye'nin ana tektonik birliklerinin ayırımına uygun olarak yapılan tektojenetik karst sınıflamasında; Toros karst kuşağında yer alan inceleme alanının içinde bulunduğu kesimdeki karstlaşma, "Deşilmiş Orojenik Karst "(Deserted Orogenic Karst) sınıflamasına sokulmuştur (EROSKAY ve GÜNAY, 1980; EROSKAY, 1982) (Şekil: 11).

Yugoslavya'da, Dinarik karstının oluştuğu kireçtaşlarının saflık dereceleri, formasyon kalınlıkları ve karst taban seviyesinin konumuna bağlı olarak, karstik şekillerin gelişimini araştırıp yorumlayan CVIJIC, Tam karst (Holokart) ve Yarı karst (Merokart) sınıflamasını yapmıştır (İNANDIK, 1965; SWEETING, 1973; JENNINGS, 1985).

Tam karst veya derin karst; karst alanlarındaki oldukça kalın, yoğun ve saf kireçtaşı formasyonlarında, gerek yüzeysel, gerekse yeraltı karstik şekillerin gelişmiş örneklerinin yer aldığı ve karst taban seviyesinin, topoğrafya yüzeyinden oldukça derinlerde bulunduğu sistemdir. Yüzeysel akarsu yoktur veya az sayıda gözlenmektedir.

KARST BÖLGELERİ
KARST REGIONS OF TURKEY



Şekil 11: Tektojenetik Karst Sınıflamasına Göre, Türkiye'nin Karst Bölgeleri Haritası (EROSKAY ve GÜNAY, 1980) ve İnceleme Alanının Konumu.

Yarı karst veya sığ karst ise; ince formasyon kalınlığına sahip, saf olmayan kireçtaşları üzerinde, sayıları sınırlı yüzey karstik şekillerin gelişebildiği, karst taban seviyesinin topoğrafya yüzeyine yakın bulunduğu ve bu nedenle yeraltı karstik şekillerin gelişemediği sistemdir. Yüzeysel akarsu drenajı görülebilir.

İnceleme alanı üzerinde Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları, genel olarak kalın formasyonlar oluşturmaları ve oldukça saf olmaları nedeniyle, karstik şekillerin en yoğun görüldükleri birimi oluştururlar. Böyle kalın kireçtaşlarının yer aldığı; Dulup Dağının çevreleri, Akgöynük Tepenin çevreleri, Kocadağ'ın çevreleri gibi karst alanlarındaki karstik şekiller, derin karst özellikleri göstermektedirler. Ancak önceki bölümlerde de açıkladığımız gibi, Alakilise Formasyonunun altında yer alan ve karst taban seviyesini oluşturan geçirimsiz formasyonların, topoğrafya yüzeyine yakın olduğu kesimlerde, özellikle havalanma zonunda yer alan yeraltı karstik şekillerin gelişemediği, yüzeysel karstik şekillerin yanlara doğru gelişme göstererek, sığ karstik şekiller gösterdikleri göze çarpar. Dolayısı ile, Dulup Dağı ve çevresi, Akgöynük Tepenin çevresi ve Kocadağ'ın bulunduğu kesimler, "Tam karst" sınıflamasına uygun görünüme sahipken, Kovada Gölünün kuzeydoğusu, güneyi ve güneybatısındaki alanlar "Tam karst" ile "Yarı karst" arasında bir sınıflamaya sokulabilirler.

İnceleme alanı üzerinde fazla yaygın olmayan, sınırlı sayıda karstik şekillerin geliştiği; Karadiken Polyesinin batısı ve kuzeyi ile Yuvalı köyünün çevresinde yer alan dolomitik kireçtaşlarının bulunduğu kesimler, "Yarı karst" alanları olarak sınıflandırılabilir.

Yeryüzündeki karst alanlarında yaygın gelişme gösteren yüzeysel karstik şekiller, jeomorfolojik açıdan genelde plato

yüzeyleri üzerinde yer almaktadırlar. Özellikle dolin ve uvalaların yoğun olduğu kesimlere bakıldığında, buraların plato arazileri olduğu görülmektedir. Bu durum, plato yüzeylerindeki topoğrafik eğim değerlerinin düşük olması nedeniyle, yağış sularının yeraltına sızmadan önce daha uzun süre topoğrafya yüzeyinde kalması ve erimeyi hızlandırması ile ilgilidir.

İnceleme alanındaki yoğun ve gelişmiş yüzeysel karstik şekiller de (özellikle dolin ve uvalalar) genelde arazinin plato yüzeyleri üzerinde yer almaktadırlar. Yuvalı-Sütçüler platosunun hemen hemen tamamı, yüzeysel karstik şekillerle delik deşik olmuş haldedir. Dolayısı ile inceleme alanı üzerinde gelişmiş karstı, jeomorfolojik açıdan "plato tipi karst" sınıflamasına dahil edebiliriz.

İnceleme alanı üzerinde özellikle; Dulup Dağının, Akgöynük Tepenin, Kocadağ'ın ve karstik plato üzerindeki tepelik alanların zirve noktalarına yakın olan kesimler üzerinde yer alan karstik kireçtaşları, toprak ve bitki örtüsünün hemen hemen hiç bulunmadığı kesimlerdir. Topoğrafik eğim değerleri, yükselti, erozyon, v.b. faktörler nedeniyle oluşan bu durum, adı geçen kesimlerin "çıplak karst alanları" olarak sınıflandırılmasına olanak verir.

İnceleme alanının diğer kesimlerinde yer alan dolin, uvala, polye gibi karstik şekillerin tabanları, kısmen erime artığı sığ toprak örtüsü ile kaplı olmaları ve karstik depresyonların yamaçları üzerinde gelişen bitki örtüsünün varlığına rağmen, topoğrafya yüzeyinde belirgin olarak ayırtlanabilmektedirler. Bize göre bu alanlar, "yarı çıplak karst alanları" olarak sınıflandırılabilir.

İnceleme alanında yer alan hemen hemen bütün karstik şekillerin belli yönlere bağlı olarak geliştiklerini

daha belirtmiştik. Birçok lapyta türü, kireçtaşları üzerindeki diyaklaz sistemleri boyunca gelişmiştir. Dolinler, uvalalar, eski vadi olukları ve fay hatları boyunca yönlendirilerek oluşmuşlardır. Polyelerin hemen hemen tamamı; kuzey-güney, kuzeybatı-güneydoğu yönlü dislokasyonlara bağlı olarak oluşup gelişmişlerdir. Bu nedenlerle inceleme alanındaki karstlaşmayı "yönlü karst" sınıflamasına dahil edebiliriz.

Sonuç olarak: farklı araştırmacılar tarafından tektonik açıdan yapılan sınıflamalarda, inceleme alanının da içinde bulunduğu Toros karst kuşağında, "Deşilmiş Orojenik Karst" tipinin yaygın olduğu açıklanmıştır.

Yaptığımız araştırmalarda; inceleme alanı üzerinde, "Tam karst" ve "Yarı karst" sınıflamasına özgü şekillerin, "plato tipi karst" oluşturdıkları tespit edilmiştir. Genel olarak "çıplak karst" alanları halinde gözlenen bu şekillerin tamamına yakını "yönlü karst" özelliği göstermektedir.

2.4. Bölgesel Jeomorfolojik Evrim ve Karst Jeomorfolojisinin Evrimi

İnceleme alanının oldukça karışık olan jeolojik geçmişi, jeolojik özellikler bölümünde açıklanmıştır. İnceleme alanının jeomorfolojik gelişiminin ve buna bağlı olarak oluşan karstlaşmanın evriminin de bölge jeolojisinin özelliklerine (özellikle tektonik hareketlere) uygun gelişme gösterdiği görülmektedir.

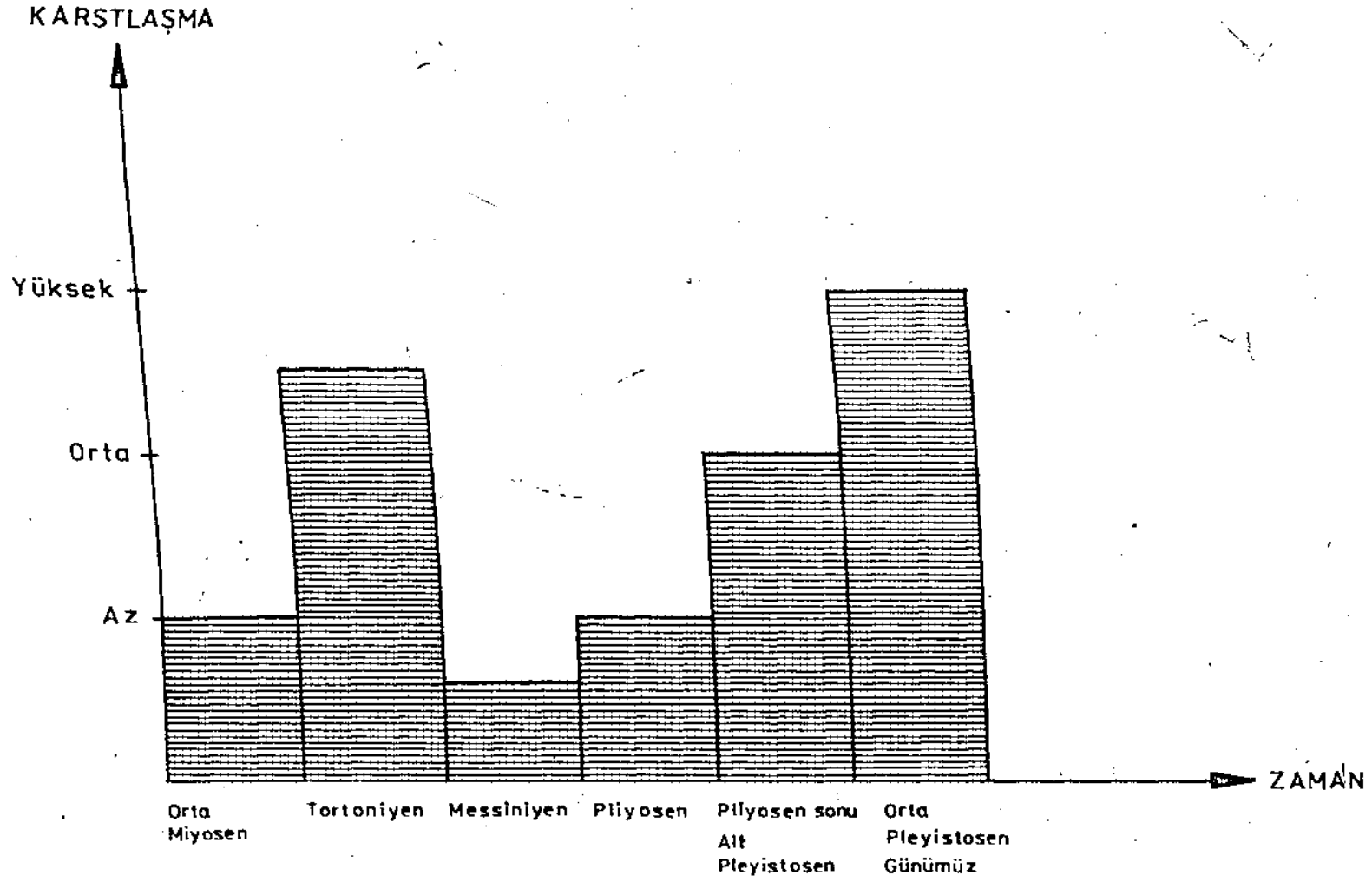
Bölge genelinde yapılan araştırmalar dikkate alındığında, inceleme alanının da içinde bulunduğu Batı Toroslar'ın kuzey kesiminin, Oligosen'de gelişen ve Oligosen sonunda şiddetlenen tektonik hareketlerden (Alpin paroksizma sonu) etkilenecek su yüzüne yükseldiği ve aşınımına uğradığı anlaşılmaktadır (ARDEL, 1951; ARDOS, 1969, 1979; ERİNÇ, 1982; KOÇYİĞİT, 1983, 1984; YALÇINKAYA v.d., 1986; ATALAY, 1987;

EROL, 1989; NAZİK, 1992). Dolayısı ile, Oligosen ve Oligosen sonları, inceleme alanının kara haline geçip, jeomorfolojik olarak şekillenmeye başladığı ilk dönemdir. Ancak bu döneme ait jeomorfolojik kanıtlar, arazi üzerinde daha sonraki dönemlerde gelişen aşınımına bağlı olarak ortadan kalkmışlardır.

Oligosen sonunda yükselen bölge üzerindeki karasal şekillenme genelde; sıcak-nemli tropikal iklim şartları altında gelişen aşınım ve peneplenleşme halinde Tortoniyen'e kadar devam etmiştir (EROL, 1989).

Orta Miyosen döneminde bölgede gelişen aşınım yüzeyi (EROL, 1984, 1987, 1989, 1990a, 1991a) üzerinde karstlaşma ve karstik olayların ilk olarak gelişmeye başladığını düşünmekteyiz. Ancak bu gelişim, düşük bir tempoda ve yüzeysel olarak meydana gelmiş olmalıdır. Bunun nedeni; bu dönemlerde, karbonatlı kayaların oluşturdukları platform yüzeylerinin deniz seviyesine yakın olmaları sonucu, karst taban seviyeleri sığ derinlik değerleri göstermiş, dolayısı ile karstlaşma, iklim değerlerinin elverişliliğine rağmen yaygın gelişme olanağı bulamamıştır.

Orta Miyosen sonlarında (Serravaliyen) Arabistan, Avrasya levhalarının çarpışmasının sonucu, Anadolu levhasının batıya doğru hareket etmesi (ŞENGÖR, 1980, 1985a, 1985b), bölgenin Orta Miyosen sonrasında, doğu-batı yönlü sıkışma etkisinde kalarak yükselmesine neden olmuştur (KOÇYİĞİT, 1984; AKAY v.d., 1985; BORAY v.d., 1985; YALÇINKAYA, v.d., 1986; NAZİK, 1992). Bölgede neotektonik dönemin de başlangıcını oluşturan bu dönemde (ŞENGÖR, 1980, 1985a, 1985b) doğrultu ve düşey atımlı faylar (DUMONT, v.d., 1975; ORAN, 1985; KARAMAN-1989), ters fay ve bindirmeler (AKBULUT, 1980; KARAMAN, 1989) ile güneyde hakim olan sıkışma rejimine karşılık gelen çekme gerilimi sonucu gelişen horst ve grabenler (YALÇINKAYA, v.d., 1986) oluşmuşlardır.



Şekil 12: İnceleme Alanı ve Yakın Çevresinde Karstlaşmanın Evrimi

Orta Miyosen sonrası gelişen tektonik etkinliğe bağlı olarak bölgede Pliyosen başlarına kadar süren yeni bir jeomorfolojik dönem başlamıştır.

Tortoniyen döneminde, Orta Miyosen aşınım yüzeyi üzerinde yer alan tektonik çizgiselliklerin aşınım olukları halinde ortaya çıkması ve daha sonra bölgede hakim olan Messiniyen döneminin kurak ve yarıkurak iklim özellikleri (EROL, 1979b, 1981, 1983, 1984, 1987, 1989, 1990a, 1991a, 1992; SARAÇ ve ERKAN, 1990) altında özellikle pedimentasyon şeklinde gelişen relief şekilleri, bölgede Üst Miyosen dönemi aşınım yüzeyinin karakteristik özelliklerini oluşturmuşlardır (EROL, 1979b, 1981, 1983, 1984, 1987, 1989, 1990a, 1991a).

Üst Miyosen döneminde ve hemen öncesinde, bölgede yaygın olarak şiddetli karasal aşınım faaliyetlerinin geliştiği, Antalya Miyosen havzasında gözlenen kalınlığı binlerce metreyi geçen Gökdere Formasyonuna ait iri unsurlu konglomeratik depolar sayesinde kanıtlanmaktadır.

Üst Miyosen dönemindeki karstlaşma olaylarına bakıldığında, Tortoniyen döneminin karstlaşmanın gelişimi yönünde etkin olduğu söylenebilir. Tortoniyen'de oluşmuş kuzey-güney yönlü açılma çatlakları (grabenler), zaman içerisinde karstlaşma ile gelişerek, tektono-karstik kökenli polyelerin (Ör: Boğazova Polyesi) başlangıç aşamasını oluşturmuşlardır. Polyelerin tabanları, oluşum dönemlerinden itibaren çevreden taşınarak gelen alüvyal malzeme ile dolarak derinleşmektedir. Karbonatlı kayaların bulunduğu ve Orta Miyosen aşınım yüzeylerinin geliştiği kesimlerde Orta Miyosen sonlarındaki tektonik hareketlerle oluşan tektonik çizgisellikler, karstlaşma yönünden zayıf zonlar oluşturarak karstik şekillerin gelişimine yönelik olumlu etkiler yaratmışlardır. Ayrıca Orta Miyosen sonlarındaki tektonik hareketlerle meydana gelen yükselme ve tektonik yarıлма etkisi, Orta Miyosen'de sınırlı

olarak oluşan yüzeysel karstik şekillerin, düşey yönde derinlemesine gelişme göstermelerine yol açmıştır. Ancak Üst Miyosen sonunda (Messiniyen) etkin olan kurak iklim özellikleri, daha önce gelişmiş olan karstik şekillerin mekanik çözülme yolu ile deformasyona uğramalarına ve karstik gelişimin duraklamasına neden olmalıdır.

Miyosen sonu-Pliyosen başlarında bölgede etkin olan tektonik hareketler (BLUMENTHAL, 1947; BİRİCİK, 1982; EROL, 1983, 1989, 1990a; KOÇYİĞİT, 1984; AKAY v.d., 1985; BORAY v.d., 1985; NAZİK, 1992) ve Pliyosen başında iklimin nemli-ılıman bir karakter kazanması (EROL, 1979b, 1983, 1989, 1990a, 1991a, 1992) ile bölgede ve inceleme alanı üzerinde yeni bir jeomorfolojik gelişim dönemi başlamıştır. Bu dönem, Pliyosen sonlarına kadar devam eder.

Miyosen sonu-Pliyosen başlarındaki tektonik hareketlerle bölgede oluşan faylanmalar, gerek Orta Miyosen aşınım yüzeyi, gerekse Üst Miyosen aşınım yüzeyinin parçalanmasına neden olmuş ve doğu-batı yönlü sıkışmalarla arazi yükselmiştir.

İklimin nemli, yağışlı, ılıman karakteri, bölgede ve inceleme alanı üzerinde yeni bir akarsu drenaj ağının oluşmasını sağlamıştır. Böylece, bölgede Pliyosen boyunca, flüvyal aşınım ve birikim süreçlerinin etkin olduğu ortam ortaya çıkmış, akarsu vadileri oluşmuş, çevredeki havzalar akarsularla taşınan malzemelerle dolarak derinleşmiştir. Bölgede Pliyosen boyunca devam eden flüvyal aşınım olayları, Pliyosen sonlarında Üst Pliyosen aşınım yüzeyinin meydana gelmesine neden olmuştur (BENER, 1965; ARDOS, 1979b; EROL, 1979b, 1983). Pliyosen sonlarına doğru iklim yarıkurak özellikler göstermiş (EROL, 1979b, 1983, 1992), flüvyal aşınımın şiddeti azalmıştır. Pliyosen dönemindeki flüvyal aşınım sonucu taşınan malzeme, çukur alanlarda ve Antalya'nın kuzeydoğu-

sunda yeralan Aksu ilçesi çevresinde konglomeratik seviyeler halinde birikmiştir.

Pliyosen döneminde flüvyal aşınımın etkinliği nedeniyle deniz seviyesine yakın bir yüksekliğe inen inceleme alanı üzerinde, iklim şartlarının elverişliliğine rağmen karstlaşma derinliğinin az olması, karstik şekillerin yaygın olarak gelişmesine olanak tanımamış olmalıdır. Bu dönemde daha çok, yanal yönde gelişme gösteren karstik şekiller ve akarsu etkinliğine bağlı olarak oluşmuş flüvyo-karstik şekillerin varlığından bahsedilebilir.

Kuvaterner devri, gerek bölgenin, gerekse inceleme alanının güümüzdeki jeomorfolojik, karstik özelliklerini kazandığı en önemli devredir.

Pliyosen sonu-Pleyistosen başlarında meydana gelen tektonik hareketler (BLUMENTHAL, 1947; ARDEL, 1951; BİRİCİK, 1982; ERİNÇ, 1982; EROL, 1983; 1989, 1990a, 1992; KOÇYİĞİT, 1984; AKAY v.d., 1985; ATALAY, 1987; NAZİK, 1992) sonucu düşey doğrultuda yükselen bölgenin, Toroslar'ın inceleme alanını da içine alan dağlık kesimlerinde genel olarak bir kubbeleşme, güneyde Akdenize (Antalya Körfezi) karşılık gelen alanda çanaklaşma (ARDEL, 1951; DARKOT ve ERİNÇ, 1951; BENER, 1965; ERİNÇ, 1970, 1982; ARDOS, 1979b; ATALAY, 1987; KARAMAN, 1989), dolayısıyla kuzeyden güneye doğru bir eğimlenme meydana gelmiştir. Aynı dönemde, Pliyosen'de oluşmuş akarsu drenajının yeraltına drene olması ve karst taban seviyesinin derinleşmesi ile karstlaşma başlamıştır. Serin-yağışlı evrelerle aralanan sıcak ve az çok yağışlı bir iklimin etkin olduğu bu dönem (EROL, 1983, 1991a), karstlaşmanın gelişimi açısından son derece uygun şartlar oluşturmuş, daha önceki devirlerde oluşan karstik şekiller gelişimlerine devam ederek polisiklik özellikler kazanmışlardır. İnceleme alanında yer alan, günümüzden daha nemli ve sıcak iklim koşullarında

oluşmuş olan kırmızı renkli topraklar (terra rossa) ve kırmızı - kahverengi topraklar, Toroslar'da yapılan çalışmalara göre (ERİNÇ, 1960b, 1965, 1971, 1982; GÜLÇUR, 1964; BENER, 1965; ATALAY, 1973, 1982, 1987, 1988; EROL, 1979b, 1983) bu dönemin ürünüdürler.

Pleyistosen boyunca aralıklarla devam eden tektonik etkinlik (ERİNÇ, 1970; ATALAY, 1977; ARDOS, 1979b; NAZİK, 1992), düşey doğrultulu yükselmenin devamına, eski fayların canlanmasına neden olurken, iklim, Orta Pleyistosen'de, Alt Pleyistosen'e oranla daha serin ve yağışlı bir evreye girmiş (NAZİK, 1992), tektonik etkinlik artmıştır (KOÇYİĞİT, 1984). Böylece gerek yükselme, gerekse artan yağışlar ve karst taban seviyesinin alçalması ile karstlaşma daha da artmış, derinleşmiş, eski akarsu vadileri boyunca dolinler ve uvalalar gelişmiş, polyeler genişlemelerini devam ettirmiş, artan karstlaşma derinliğine bağlı olarak mağara sistemleri oluşmuştur.

Pleyistosen devri boyunca bölgede yaygın olarak gelişen karstlaşmanın korrelat depoları, bölgedeki karstlaşma sonucu CaCO_3 yönünden doygun hale geçen yeraltı sularının, güneyde, Antalya civarında topoğrafya yüzeyine çıkmaları ve içlerindeki CaCO_3 'ün topoğrafya yüzeyinde çökmesiyle oluşan traverten depolarıdır.

Holosen başlarında görülen belirgin bir kuraklaşma dışında, iklimik optimuma karşılık gelen 6000-8000 yıl önce-sinde yağışlı ve ılık bir dönemin olduğu, bu koşulların son 5000 yıldan günümüze serin, sıcak dönemlerle aralandığı (EROL, 1979b, 1992) dikkate alındığında bölgede ve inceleme alanında yaptığımız araştırmaların sonuçlarının da doğruladığı gibi, karstlaşma günümüzde de devam etmektedir. Ancak devam eden karstlaşma inceleme alanının 1500 m seviyelerine kadar izlenebilmektedir. Bu metrelerden itibaren 2000 met-

relere doğru gittikçe artan mekanik parçalanma faktörü ve bu faktörün erime faktörüne oranla daha etkin rol oynaması, karstlaşmanın gelişimini engellemekte, daha önceki dönemlerde gelişmiş karstik şekillerin de tahrip olmalarına yol açmaktadır.

3. SONUÇLAR

1. İnceleme alanının şekillenmesi, Oligosen sonunda bölgenin su yüzüne çıkması ile başlar, günümüze kadar devam eder. İnceleme alanının bugünkü jeomorfolojik görünümü üzerinde, Orta Miyosen sonlarında bölgede etkin olan ve devreler halinde azalan, artan etki derecesi ile günümüze kadar aktivitesini sürdüren neotektonik hareketlerin rolü büyüktür.

2. İnceleme alanı üzerinde litolojik bileşimlerinin yüksek oranda CaCO_3 içermesi ve saflığı, formasyon kalınlıklarının elverişliliği, yaygın olmaları gibi nedenlerle Alakilise Formasyonuna ait kireçtaşları, karstlaşma yönünden en uygun birimi oluşturmaktadırlar.

3. Karstlaşma üzerinde; litolojik ve yapısal faktörler, jeomorfolojik faktörler, iklim faktörü, bitki örtüsü faktörü, toprak faktörü, zaman faktörü gibi parametreler etkili olmuşlardır.

4. İnceleme alanındaki karstik kayaçlar üzerinde değişik özellik ve boyutta; lapy, dolin, uvala, polye, düden, kuru vadi, çıkmaz vadi, karstik boğaz, mağara gibi karstik aşınım şekillerinin varlıkları tespit edilmiştir.

5. Lapy türlerinin oluşum ve gelişimlerinde; litolojik ve yapısal özellikler, bitki ve toprak örtüsünün varlığı, yükselti değerleri, iklimik özellikler ve bakı faktörünün etkili olduğu anlaşılmıştır.

6. İnceleme alanında; plato yüzeyi dolini ve yamaç dolini gibi morfolojik görünüm yönünden farklı iki dolin türü tespit edilmiştir. Her iki dolin türü de, Alakilise Formasyonunun oldukça saf, kalın katmanlar oluşturan yoğun

kireçtaşları üzerindeki erimelerle oluşmuştur. Plato yüzeyi dolinlerinin oluşumlarında, kireçtaşlarının diyaklaz sistemleri ve tabakalaşma yüzeyleri gibi zayıf direnç gösteren kesimleri etkili olmaktadır. Yamaç dolinlerinin oluşumlarında ise eğim faktörü belirleyici rol oynamaktadır. Her iki dolin tipinin gelişimlerinde toprak oluşumu ve bitki örtüsünün karstlaşmayı hızlandırıcı etkisi söz konusudur.

7. İnceleme alanındaki uvalaların gelişimlerinde, erime olayı yanında birçok değişik faktörün etkili olduğu anlaşılmıştır. Arazi genelinde, dolinlerin karstik erimeler ile zaman içerisinde birbirleriyle birleşmeleriyle meydana gelen uvalalar, yapısal faktörlere bağlı olarak veya eski vadi oluklarında, ince, uzun şekiller oluşturmuşlardır. Boyutları büyük değerler gösteren uvalaların gelişimlerinde ise flüvyal süreçler, yapısal faktörler ve karstik süreçlerin ortak etkiler oluşturdukları tespit edilmiştir. Bu tür uvalaların bulunduğu kesimlerde, karst taban seviyesinin topoğrafik yüzeye yakın olması sebebiyle karstlaşmanın yanal yönde gelişme gösterdiği saptanmıştır.

8. Makrokarstik depresyonlardan olan polyelerin oluşumlarında; tektonik ve karstik süreçlerin ortak etkilerinin bulunduğu tespit edilmiştir. Özellikle neotektonik dönemin başlarında bölgede oluşan graben çanaklarının, daha sonra etkin olan karstik olaylarla şekillenmesiyle meydana gelen polyelerden bazıları, yağışların bol olduğu devrelerde sularla dolarak günümüzdeki "polye göllerini" oluşturmuşlardır (Eğirdir ve Kovada Gölleri). İnceleme alanının kuzeyinde yer alan Çayköy Polyesinin oluşum ve gelişiminde ise flüvyo-karstik süreçlerin etkin olduğu anlaşılmıştır.

9. İnceleme alanındaki dolin, uvala, polye ve flüvyo-karstik depresyon tabanlarındaki dolgularda "taban düdenlerinin", karstik depresyon tabanları ile yamaç kenarlarının

birleştirdiği kesimlerde ise; "kenar düdenlerinin" oluşukları tespit edilmiştir.

10. İnceleme alanı üzerinde yer alan kuru vadi ve çıkamaz vadilerin oluşumlarında; önce flüvyal süreçlerin etkin olduğu, daha sonra düşey doğrultulu hareketlerle yükselen arazide, akarsu drenajının yeraltına drene olması, karstlaşmanın başlaması ile karstik süreçlerin etkin olduğu anlaşılmıştır. Karstik boğazların oluşumunda ise; akarsuların hidrolik gücü ve korrozif etkisi ile flüvyal süreçler, karstik süreçlere oranla daha etkin rol oynamışlardır. Kuru vadi ve karstik boğazların oluşumlarıyla yapısal süreksizlikler arasında yakın ilişkiler saptanmıştır.

11. Yeraltı karstik şekillerden olan mağaraların, genel olarak; Alakilise Formasyonuna ait yoğun ve saf kireçtaşlarında, fay hatları boyunca oluşan erime yönünden zayıf zonlar boyunca geliştikleri tespit edilmiştir. Mağaraların çoğunun hidrolojik yönden aktif olmadıkları, dolayısı ile fosil mağaralar oldukları anlaşılmıştır. İncelenen mağaraların oluşumlarında; Pliyosen sonlarında bölgede etkin olan düşey doğrultulu hareketlerin etkili olduğu sonucuna varılmıştır.

12. Toros karst kuşağında ve "Deşilmiş Orojenik Karst" tipinin egemen olduğu bölgede yer alan inceleme alanında yaptığımız araştırmalarda; "Tam karst" (Holokarst) ve "Yarı karst" (Merokarst) sınıflamasına özgü şekillerin, "plato tipi karst" oluşturdukları tespit edilmiştir. Genel olarak "çıplak karst" alanları halinde gözlenen bu şekillerin tamamına yakını "yönlü karst" özelliği göstermektedir.

13. Bölge jeolojisi, bölgesel jeomorfolojik evrim ve arazi çalışmaları dikkate alınarak inceleme alanındaki karstlaşmanın evrimi açıklanmıştır. Buna göre; inceleme alanında Orta Miyosen'den günümüze kadar, özellikle bölgenin tektonik

aktivitesi ve iklim özelliklerindeki değişikliklerle bağlantılı olarak karstlaşma olaylarının aralıklarla meydana geldiği anlaşılmaktadır. Orta Miyosen dönemi, yüzeysel karstik şekillerin sınırlı olarak gelişebildiği bir dönemken, Orta Miyosen sonrası neotektonik hareketlerle düşey doğrultuda yükselen bölgede karstlaşma derine doğru gelişme göstermiş, Messiniyen'de iklimdeki kuraklaşmayla birlikte karstlaşma duraklamıştır. Pliyosen boyunca nemli-yağışlı, ılıman iklim şartları altında inceleme alanında gelişen akarsu etkinliği, flüvyo-karstik şekillenmelere neden olmuştur. Pliyosen sonu-Pleyistosen başında bölgede etkin olan tektonik aktiviteye bağlı olan düşey doğrultuda yükselme, Pliyosen'de oluşmuş olan akarsu drenajının yeraltı drenajı haline geçmesine neden olmuş, genel olarak sıcak-yağışlı iklim şartları altında karstlaşma başlamış, daha eski dönemlerde oluşmuş karstik depresyon tabanlarında, iç içe karstik şekiller gelişerek polisiklik karakter kazanmışlardır. Günümüzde inceleme alanında görülen karstik şekillerin çoğunun gelişimlerinin başlangıcı bu döneme rastlar. Orta Pleyistosen'de artan yağış değerleri ve tektonik etkinliğin devamı ile karstlaşma daha da artmıştır. Holosen başlarında görülen kuraklaşma dışında, günümüze kadar; serin - sıcak dönemlerle aralanan iklim özelliklerinin görüldüğü bölgede, karstlaşma devam etmektedir. Ancak devam eden karstlaşma inceleme alanında 1500 m seviyelerine kadar izlenebilmekte, 1500 metreden 2000 metrelere doğru çıkıldığında mekanik parçalanma faktörünün erime faktörüne oranla etkin oluşu karstlaşmanın gelişimini durdurmakta, daha önceki dönemlerde gelişmiş karstik şekillerin tahrip olmalarına yol açmaktadır.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- ABDÜSSELAMOĞLU, Ş. (1982): Tortul Kayaç Petrografisi., İ.T.Ü. Kütüphanesi, Sayı: 1222, İstanbul.
- ADAMS, A.E., MCKENZIE, W.S., GUILFORD, C. (1984): Atlas of Sedimentary Rocks Under the Microscope., John Wiley-Sons Ltd., U.K.
- AKAY, E., UYSAL, Ş., POISSON, A., CRAVATTE, J., MÜLLER, C. (1985): Antalya Neojen Havzasının Stratigrafisi., T.J.K. Bülteni, Cilt: 23, Sayı: 2, s: 105-120, Ankara.
- AKBULUT, A. (1980): Eğridir Gölü Güneyinde Çandır (Sütçüler-İSPARTA) Yöresindeki Batı Torosların Jeolojisi., T.J.K. Bülteni, Cilt: 23, Sayı: 1, s: 1-9, Ankara.
- ALAGÖZ, C.A. (1944): Türkiye Karst Olayları Hakkında Bir Araştırma., Türk Coğr. Kurumu Yay., Sayı: 1, Ankara.
- ALTINLI, İ.E. (1944): Antalya Bölgesinin Stratigrafik Etüdü., İst. Üniv. Fen Fak. Mecmuası, Seri: B, Cilt: 9, Sayı: 3, s: 227-238, İstanbul.
- ALTINLI, İ.E. (1945): Antalya Bölgesinin Tektonik Etüdü. İst. Üniv. Fen Fak. Mecmuası, Seri: B, Cilt: 10, Sayı: 1, s: 60-67, İstanbul.
- ALTINLI, İ.E. (1971): Karst Adlaması Sözlüğü., A.B.D.-W.S.P. 1899-K'dan çeviri., E.İ.E.İ. Yay., Sayı: 71-13, Ankara.
- ALTUĞ, S. (1969): Batı Toroslarda Tektonik ile Karstlaşma Arasındaki İlgide Bir Örnek; Manavgat-Oymapınar Baraj

Yeri., T.J.K. Bülteni, Cilt: 12, Sayı: 1-2, s: 77-94, Ankara.

ARDEL, A. (1951): Göller Bölgesinde Morfolojik Müşahedeler., İst. Üniv. Coğr. Enst. Derg., Cilt: 1, Sayı: 2, s: 1-19, İstanbul.

ARDEL, A. (1957): Batı Toroslarla Kenar Ovalarının Jeomorfolojisi (X. de PLANHOL'e göre)., İst. Üniv. Coğr. Enst. Derg., No: 8, s: 1-15, İstanbul.

ARDEL, A. (1963-1964): Anadolu Havzalarının Teşekkül ve Tekamülü., Türk Coğr. Derg., Sayı: 22-23, s: 217-218, Ankara.

ARDOS, M. (1969): Orta Toroslar ve Akdeniz Sektörünün Jeomorfolojik Problemleri., Ege Üniv. Fen Fak. İlmî Raporlar Serisi, No: 63, İzmir.

ARDOS, M. (1977): Eğridir Gölü Güneyinin Jeomorfolojisi ve Davras Dağında Pleistosen Buzullaşması., İst. Üniv. Coğr. Enst. Derg., Sayı: 22, s: 99-119, İstanbul.

ARDOS, M. (1979a): Problemes Géomorphologiques du Taurus Central et de sa Bordure Méditerranéenne (Turquie)., İst. Üniv. Coğr. Enst. Yay., No: 107, İstanbul.

ARDOS, M. (1979b): Türkiye Jeomorfolojisinde Neotektonik., İst. Üniv. Coğr. Enst. Yay., No: 113, İstanbul.

ASHTON, K. (1966): The Analyses of Flow Data from Karst Drainage Systems., Trans. Cave Research Group G.B., 7(2), page: 161-203, U.K.

- ATALAY, İ. (1973): Toros Dağlarında Karstlaşma ve Toprak Teşekkülü Üzerine Bazı Araştırmalar., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 5, s: 135-153, Ankara.
- ATALAY, İ. (1975): Tektonik Hareketlerin Sultandağlarının Jeomorfolojisine Olan Etkileri., T.J.K. Bülteni, Cilt: 18, Sayı: 1, s: 21-26, Ankara.
- ATALAY, İ. (1977): Burdur Havzası ve Çevresinin Jeomorfolojik Gelişimi., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 6, s: 93-110, Ankara.
- ATALAY, İ. (1982): Toprak Coğrafyası., Ege Üniv. Sosyal Bil. Fak. Yay., No: 8, İzmir.
- ATALAY, İ. (1987): Türkiye Jeomorfolojisine Giriş (2. baskı)., Ege Üniv. Ed. Fak. Yay., No: 9, İzmir.
- ATALAY, İ. (1988): Toros Dağlarında Karstlaşma ve Karstik Alanların Ekolojisi., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 16, s: 1-8, Ankara.
- ATALAY, İ. (1989a): İklim Değişmelerinin Türkiye'deki Bitki ve Toprak Üzerindeki Etkileri., Türkiye 13. Jeomorfoloji Kurultayı, 27-31 Mart 1989, Ankara, Bildiri Özleri, s: 1-2, Ankara.
- ATALAY, İ. (1989b): Türkiye'de Karstik Arazilerde Toprak Oluşumu., Türkiye 13. Jeomorfoloji Kurultayı, 27-31 Mart 1989, Ankara, Bildiri Özleri, s: 5-6, Ankara.
- ATEŞ, D. (1987): Karstik Ortamlarda Bozunma Süreçleri ve Buna Bağlı Olarak Yeraltı Boşluklarının Oluşumu., H. Üniv. Hidrojeoloji Müh. Anabilim Dalı Bitirme Ödevi, Ankara (yayınlanmamış).

- ATKINSON, T.C., SMITH, D.I. (1976): The Erosion of Limestones., In the Science of Speleology (T.D. Ford, C.H.D. Cullingford Eds.), Academic Press, page: 151-177, London.
- AYGEN, T. (1984): Türkiye Mağaraları., Türkiye Turing ve Otomobil Kurumu Yay., İstanbul.
- BENER, M. (1965): Göksu Vadisi ve Taşeli Platolarında Karst., İst. Üniv. Coğr. Enst., Doktora Tezi, İstanbul (yayınlanmamış).
- BİRİCİK, A.S. (1982): Beyşehir Gölü Havzasının Strüktürel ve Jeomorfolojik Etüdü., İst. Üniv. Coğr. Enst. Yay., No: 119, İstanbul.
- BLUMENTHAL, M.M. (1947): Seydişehir-Beyşehir Hinterlandındaki Toros Dağlarının Jeolojisi., M.T.A. Yay., Seri: d, No: 2, Ankara.
- BORAY, A., ŞAROĞLU, F., EMRE, Ö. (1985): Isparta Büklümünün Kuzey Kesiminde Doğu-Batı Daralma İçin Yeni Veriler., T.M.M.O.B. Jeol. Müh. Derg., Sayı: 23, s: 9-20, Ankara.
- BOSAK, P., FORD, D.C., GLAZEK, J., HORÁČEK, I. (Eds.) (1989): Paleokarst., Elsevier Science Publishing Company, Inc., Amsterdam etc.
- BOZADA, M. (1986): Batı Toroslar'dan Örnekleri ile Karstik Alanların Jeomorfolojisi., H. Üniv. Müh. Fak. Hidrojeoloji Müh. Anabilim Dalı Bitirme Ödevi., Ankara. (yayınlanmamış).

- BÖGLİ, A. (1960): Kalkl s nung und Karren Bildung., Int. Beitr ge zur Karstmorphologie., Zeitschrift f r Geomorphologie, Supp. Bd. 2, s: 421, G ttingen.
- B GL , A. (1980): Karst Hydrology and Physical Speleology (Transleted by June C.SCHMID), Springer-Verlag, Berlin.
- BRADSHAW, M.J., ABBOTT, A.J., GELSTHORPE, A.P. (1989): The Earth's Changing Surface (sixth impression)., Hodder and Stoughton Ltd., London etc.
- BRUNN, J.H., ARGYRIADIS, I., MARCOUX, J., MONOD, O., POISSON, A., RICOU, L. (1975): Antalya Ofiyolit Naplarının Orijini Lehinde ve Aleyhindeki Kanıtlar., Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 17-19 Aralık 1973, Ankara., Tebliğler, M.T.A. Yay. s: 58-69, Ankara.
- BURDON, D.J., PAPAKIS, N. (1963): Handbook of Karst Hydrogeology., U.N. Special Fund, Institute for Geology and Subsurface Research, Athens.
- CASTANY, G. (1969): Yeraltısuları Hakkında Pratik Uygulamalar (Çev.: K. Karacadağ, T.A. Şeber)., D.S.İ. Yay., No: 638, Ankara.
- DARKOT, B., ERİN , S. (1951): Aksu Batısında Antalya Traver-ten Tara aları., İst.  niv. Coğr. Enst. Derg., Cilt: 1, Sayı: 2, s: 56-65, İstanbul.
- DAVIES, W.E., MORGAN, I.M. (1984) Geology of Caves., U.S. Department of the Interior/Geological Survey, U.S. Government Printing Office, U.S.A.

- DEĞİRMENCİ, M. (1989): Köprüçay Havzası ve Dolayının (Antalya) Karst Hidrojeolojisi İncelemesi., H. Üniv. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi, Ankara. (yayınlanmamış)
- D.M.İ. (1984): Ortalama, Ekstrem Sıcaklık ve Yağış Değerleri Bülteni, Ankara.
- DOUGLAS, I. (1968): Some Hydrologic Factors in the Denudation of Limestone Terrains., Zeitschrift für Geomorphologie, 12(3), page: 241-255, Deutschland.
- DREYBRODT, W. (1988): Processes in Karst Systems: Physics, Chemistry and Geology., Springer-Verlag, Berlin.
- DUMONT, J.F., KEREY, E. (1975a): Kırkkavak Fayı; Batı Toroslar ile Köprüçay Baseni Sınırında Kuzey-Güney Doğrultu Atımlı Fay. T.J.K. Bülteni, Cilt: 18, Sayı: 1, s: 59-62, Ankara.
- DUMONT, J.F., KEREY, E. (1975b): Eğridir Gölü Güneyinin Temel Jeolojik Etüdü., T.J.K. Bülteni, Cilt: 18, Sayı: 2, s: 169-174, Ankara.
- DUMONT, J.F. (1976): Isparta Kıvrımı ve Antalya Naplarının Orijini; Toroslar'ın Üst Kretase Tektojenezi ile Oluşmuş Yapısal Düzeninin Büyük bir Dekroşman, Transtorik Arızayla İkiye Ayrılması Varsayımı., M.T.A. Enst. Derg., Sayı: 86, s: 56-67, Ankara.
- DUNKERLEY, D.L. (1979): The Morphology and Development of Rillenkarren., Zeitschrift für Geomorphology, 23(3), page: 332-348, Deutschland.
- ERGUVANLI, K., YÜZER, E. (1987): Yeraltısuları Jeolojisi (3. baskı)., İ.T.Ü. Yay. No: 23, İstanbul.

- ERİNÇ, S. (1960a): Konya Bölümünde ve İç Toros Sıralarında Karst Şekilleri Üzerinde Müşahedeler. Türk Coğr. Derg., Sayı: 20, s: 83-106, Ankara.
- ERİNÇ, S. (1960b): On the Karst Features in Turkey., Rewiev of the Geographical Institute of the University of Istanbul, No: 6, page: 1-14, İstanbul.
- ERİNÇ, S. (1965): Türkiye'de Toprak Çalışmaları ve Türkiye Toprak Coğrafyasının Ana Çizgileri., İst. Üniv. Coğr. Enst. Derg., Cilt: 8, Sayı: 15, s: 1-39, İstanbul.
- ERİNÇ, S. (1970): Türkiye Kuvaterneri ve Jeomorfolojinin Katkısı., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 2, s: 12-35, Ankara.
- ERİNÇ, S. (1971): Jeomorfoloji II (2. baskı)., İst. Üniv. Coğr. Enst. Yay., No: 23, İstanbul.
- ERİNÇ, S. (1973): Türkiye'nin Şekillenmesinde Neotektoniğin Rolü ve Jeomorfoloji-Jeodinamik İlişkileri., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 5, s: 15-25, Ankara.
- ERİNÇ, S. (1977): Geomorphological Evidence of Neotectonics in Turkey., Rewiev of the Geographical Institute of the University of Istanbul., No: 15, page: 37-42, İstanbul.
- ERİNÇ, S. (1982): Jeomorfoloji I (3. baskı)., İst. Üniv. Ed. Fak. Yay., No: 2931, İstanbul.
- ERİNÇ, S., KURTER, A., EROSKAY, O. (1990): Batı Anadolu Jeomorfoloji Haritası (29°-31° meridyenleri arasında)., TÜBİTAK-TBAG-728 Projesi Kesin Raporu, Ankara (yayınlanmamış).

- EROL, O. (1972): Konya, Tuzgölü ve Burdur Havzalarındaki Plüvial Göllerin Çekilme Safhalarının Jeomorfolojik Delilleri. Coğr. Araş. Derg., Sayı: 3-4, s: 13-52, Ankara.
- EROL, O. (1978): The Quaternary History of the Lake Basins of Central and Southern Anatolia., W.C. Brice (Ed.), The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age., London Academic Press, page: 111-139, U.K.
- EROL, O. (1979a): Dördüncü Çağ (Kuvaterner) Jeoloji ve Jeomorfolojisinin Ana Çizgileri., Ank. Üniv. Dil ve Tarih Coğr. Fak. Yay., No: 289, Ankara.
- EROL, O. (1979b): Türkiye'de Neojen ve Kuvaterner Aşınım Dönemleri, Bu Dönemlerin Aşınım Yüzeyleri ile Yaşıtlar (Korelan) Tortullara Göre Belirlenmesi. Jeomorfoloji Derg., Sayı: 8, s: 1-40, Ankara.
- EROL, O. (1981): Neotectonic and Geomorphological Evolution of Turkey., R.W. Fairbridge (Ed.), Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Supp. Bd. 40, page: 193-211, Berlin.
- EROL, O. (1983): Türkiye'nin Genç Tektonik ve Neotektonik Gelişimi., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 11, s: 1-22, Ankara.
- EROL, O. (1984): Geomorphology and Neotectonics of the Pluvial Lake Basins in the Taurus Belt and South Central Anatolia., O. Tekeli, C. Göncüoğlu (Eds.), Geology of the Taurus Belt International Symposium, 26-29 September 1983, Ankara., Proceedings, page: 119-124, Printed in M.T.A., Ankara.

- EROL, O. (1987): Anadoludaki Messiniyen Aşınım Yüzeyleri ve Akdenizin Pliyosen ve Kuvaterner Depoları Altında Fosil Yerşekilleri Biçiminde Uzanımları. Melih Tokay Jeoloji Simpozyumu, 11-13 Kasım, 1987, Ankara., Bildiri Özleri; s: 11-13, Ankara.
- EROL, O. (1989): Batı ve Orta Torosların Neotektonik, Jeomorfolojik Gelişimini Araştırma Projesi Ara Raporu. T.P.A.O. Raporları, Ankara. (yayınlanmamış).
- EROL, O. (1990a): Batı Toros Dağlarının Messiniyen Paleojeomorfolojisi ve Neotektoniği., Türkiye 8. Petrol Kongresi, 16-20 Nisan 1990, Ankara., Genişletilmiş Bildiri Özleri, s: 91-92, Ankara.
- EROL, O. (1990b): Travertine Formations in the Antalya Area as Correlated Sediments of Karstic Erosional Phases in the Surrounding Taurus Mountains. International Symposium and Field Seminar on Hydrogeological Processes in Karst Terranes., 7-17 October 1990, Antalya (Kemer)-Turkey., Abstracts; page: 40, Printed in Hacettepe University, Ankara.
- EROL, O. (1991a): Geomorphological Evolution of the Taurus Mountains, Turkey., Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Supp. Bd. 82, page: 99-109, Berlin.
- EROL, O. (1991b): Konya-Karapınar Kuzeybatısındaki Obrukların Jeomorfolojik Gelişimi ile Konya ve Tuzgölü Pleyistosen Pluvial Gölleri Arasındaki İlişkiler, İst. Üniv. Den. Bil ve Coğr. Enst. Bülteni. Sayı: 7, s: 5-49, İstanbul.
- EROL, O. (1992): Klimajeomorfoloji., İst. Üniv. Den. Bil ve Coğr. Enst. Yay. No: 10, İstanbul.

EROSKAY, S.O. (1968): Köprüçay-Beşkonak Rezervuarı Jeoloji İncelemesi., E.İ.E.İ. Yayın No: 69-50, Ankara.

EROSKAY, S.O. (1978): Kocaeli Yarımadası Güneyindeki Kireçtaşlarının Hidrojeolojisi ve Karst Parametrelerinin Analizi., TÜBİTAK-TBAG-124 Projesi, İst. Üniv. Yerbilimleri Fak. Yay., No: 1, İstanbul.

EROSKAY, S.O. (1980): Karst Kaynaklarının Geliştirilmesi., İst. Üniv. Coğr. Enst. Derg., Sayı: 23, s: 215-234, İstanbul.

EROSKAY, S.O., GÜNAY, G. (1980): Tecto Genetic Classification and Hydrogeological Properties of the Karst Regions in Turkey., G. Günay (Ed.), International Seminar on Karst Hydrogeology, Oymapınar, 1979., Proceedings; page: 1-41., Printed in D.S.İ., Ankara.

EROSKAY, S.O. (1982): Engineering Properties of Carbonate Rocks and Karst Regions in Turkey., Symposium on Engineering Geological Problems of Construction on Soluble Rocks., Bulletin of the International Association of Engineering Geology., No: 25, page: 61-65, Paris.

FORD, D.C. (1971): Research Methods in Karst Geomorphology., Research Papers in Geomorphology, 1st Guelph Symposium, 1969., Sci. Res. Assoc. Canada; page: 23-47, Canada.

FORD, D.C., PALMER, A., WHITE, W. (1988): Landform Development; Karst., The Geology of North America. Vol. 0-2, Hydrogeology., The Geological Society of America., Chapter 43, page: 401-412, U.S.A.

- FORD, D.C., WILLIAMS, P.W. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology., Unwin Hyman Ltd., Boston etc.
- GARDINER, V. (Ed.) (1987): Karst Geomorphology., International Geomorphology 1986., Proceedings of the First International Conference on Geomorphology, Part 2; page: 1075-1199., John Wiley-Sons Ltd., U.K.
- GUTNİC, M., MONOD, O., POISSON, A., DUMONT, J. (1979): Geologie des Taurides Occidentales (Turquie)., Mem. de la Societe Geologique de France, Memoire No: 137., Paris.
- GÜLÇUR, F. (1964): Mersin Mıntıkasında (Akdeniz Bölgesi) Mevcut Bazı Terra Rossa Topraklarının Fizik ve Şimik Özellikleri ile Bu Toprakların Kil Fraksiyonlarının Mineralojisi Üzerinde Araştırmalar. İst. Üniv. Orm. Fak. Derg. Seri: A, Cilt: 14, Sayı: 1, s: 1-32., İstanbul.
- GÜLDALI, N. (1971): Karstik Araştırmaların Türkiye İçin Önemi., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 3, s: 54-61, Ankara.
- GÜLDALI, N. (1976): Akseki Polyesi, Torosların Karstik Bölgelerindeki Dağarası Ovalarının Oluşumu ve Gelişimi., T.J.K., Bülteni, Cilt: 19, Sayı: 2, s: 143-148, Ankara.
- GÜLDALI, N. (1978): Toros Paleokarstı ve Seydişehir-Akseki Boksit Yatakları., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 7, s: 1-22, Ankara.
- GÜLDALI, N., NAZİK, L., SOYLU, C.C., AKSOY, B., BEYDEŞ, S. (1989): Isparta İlinin Mağaraları., M.T.A. Raporu, No: 8756, Ankara (yayınlanmamış).

- GÜNAY, G., SİPAHİ, H. (1979): Eğridir-Beyşehir Gölleri ile Akdeniz Arasındaki Alanda Yapılan Karst Hidrojeolojisi Çalışmaları. Müh. Jeolojisi Simpozyumu., s: 49-54., T.J.K. Yay., Ankara.
- GÜNAY, G. (1981): Manavgat Havzası ve Dolayının Karst Hidrojeolojisi İncelemesi. H. Üniv. Yerbilimleri Enst. Doçentlik Tezi., Ankara. (yayınlanmamış).
- GÜNAY, G., JOHNSON, A.I., (Eds.) (1986): Karst Water Resources., IAHS Publication No: 161, Printed by Bizim Büro, Ankara.
- GÜNEYSU, A.C. (1987): Hereke Kuzeyinde Karst Jeomorfolojisi., İst. Üniv. Den. Bil. ve Coğr. Enst. Bülteni, Sayı: 4, s: 137-142, İstanbul.
- GÜNEYSU, A.C. (1989): Karst Araştırmalarında Jeomorfolojinin Rolü, İst. Üniv. Den. Bil ve Coğr. Enst. Bülteni, Sayı: 6, s: 137-142, İstanbul.
- GÜNEYSU, A.C. (1990): Karst Akiferleri., İst. Üniv. Den. Bil ve Coğr. Enst. Bülteni, Sayı: 7, s: 131-136, İstanbul.
- GÜRER, İ., ARIKAN, A., ÇULTU, L. (1980): Beyşehir-Antalya Karst Alanının Hidrometeorolojik Girdilerinin Analizi. H. Üniv. Yerbilimleri Enst. Yerbilimleri Derg., Cilt: 5-6, s: 48-60, Ankara.
- HERAK, M., STRINGFIELD, V.T. (1972): Karst., Elsevier Publ. Co., The Netherlands.
- ISPARTA VALİLİĞİ (1983): Isparta İl Yıllığı, Ankara.

İNANDIK, H. (1962): Karst Morfolojisi., Baha Matbaası, İstanbul.

İNANDIK, H. (1965): Türkiye Gölleri., İst. Üniv. Coğr. Enst. Yay., No: 44, İstanbul.

İLHAN, E. (1969): Türkiye Tektoniğinin Jeomorfoloji ile Olan İlişkisi., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 1, s: 12-32, Ankara.

JAKUCS, L. (1977): Morfogenetics of Karst Regions., Printed by John Wiley, New York.

JAKUCS, L. (1978): Karstik Erimenin Nicel ve Nitel Düzeni Üzerine İklimin Etkisi., (Çev: Dr. Nuri Güldalı)., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 7, s: 71-86, Ankara.

JENNINGS, J.N. (1985): Karst Geomorphology., Printed by Basil Blackwell, U.K.

KARANJAC, J., GÜNAY, G., ALTUĞ, A. (1977): Kovada Lake Preliminary Water Balance., DSİ, UNDP Project (TUR/77/015) Technical Report, No: 8, Printed by D.S.İ., Ankara.

KARAMAN, E. (1989): Eğirdir, Kovada, Kaşıkara ve Burdur Geç Senozoyik Havzalarının Yapısal Evrimi ve Ekonomik Potansiyeli., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 17, s: 63-70, Ankara.

KANTARCI, M.D. (1987): Toprak İlmî., İst. Üniv. Orman Fak. Yay., No: 387, İstanbul.

KETİN, İ. (1966): Anadolu'nun Tektonik Birlikleri., M.T.A. Derg., No: 66, s: 20-34, Ankara.

- KETİN, İ. (1985): Türkiye'nin Bindirmeli-Naplı Yapısında Yeni Gelişmeler ve Bir Örnek; Uludağ Masifi., Ketin Simpozyumu, 20-21 Şubat 1984, Ankara., T.J.K. Yay., s: 19-36, Ankara.
- KURTER, A. (1979): Türkiye'nin Morfoklimatik Bölgeleri., İst. Üniv. Yay., No: 2585, İstanbul.
- KOÇYİĞİT, A. (1981): Isparta Büklümünde (Batı Toros'lar) Toros Karbonat Platformunun Evrimi. T.J.K. Bülteni, Cilt: 24, Sayı: 2, s: 15-23, Ankara.
- KOÇYİĞİT, A. (1983): Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) Dolayının Tektoniği., T.J.K. Bülteni, Cilt: 26, Sayı: 1, s: 1-10, Ankara.
- KOÇYİĞİT, A. (1984): Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levhaiçi Yeni Tektonik Gelişim., T.J.K. Bülteni, Cilt: 27, Sayı: 1, s: 1-16, Ankara.
- KOYUNCU, H. (1985): Eğridir ve Kovada Göllerinin Hidrolojik Bilançosu., H. Üniv. Müh. Fak. Hidrojeoloji Müh. Anabilim Dalı Bitirme Ödevi., Ankara. (yayınlanmamış).
- KOZAN, A.T., ÖĞDÜM, F., BİRCAN, A., BOZBAY, E. (1989): Ege Grabenler Sistemi ile Isparta Dirseğindeki Havzaların Genç Tektonik Özelliklerine Jeomorfolojik Yaklaşım. Türkiye 13. Jeomorfoloji Kurultayı, 27-31 Mart 1989, Ankara., Bildiri Özleri, s: 50-51, Ankara.
- LAHN, E. (1945): Batı Toros Göllerinin Jeomorfolojisi. M.T.A. Derg., No: 10-2., s: 387-400, Ankara.

- LAHN, E. (1948): Türkiye Göllerinin Jeolojisi ve Jeomorfolojisi Hakkında Bir Etüd., M.T.A. Yay., Seri: B, No: 12, Ankara.
- LENGERANLI, Y. (1986): Karst, Karstlaşma, Karst İçi Çökeltme ve İlgili Kurşun-Çinko Yataklarının Oluşumu., Yeryuvarı ve İnsan, Cilt: 11, Sayı: 2, s: 8-14, Ankara.
- LOUIS, H. (1956): Über die Entstehung der Karstpoljen auf Grund von Beobachtungen im Taurus., Sitzber. Bayrische Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. 1955, s: 309-317, München.
- LOUIS, H. (1956): Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung auf Grund von Beobachtungen im Taurus., Erdkunde, 10., s: 33-53, Berlin.
- MILANOVIĆ, P.T. (1981): Karst Hydrogeology., Water Resources Publications., U.S.A.
- MORAWETZ, S. (1967): Zur Frage der Karst Ebenkeiten., Zeitschrift für Geomorphologie, Heft: 1, s: 1-14, Berlin.
- NAZİK, L. (1985): Beyşehir Gölü (Konya) Yakın Güneyinin Karst Jeomorfolojisi., İst. Üniv. Den. Bil ve Coğr. Enst. Yüksek Lisans Tezi., İstanbul. (yayınlanmamış).
- NAZİK, L. (1986): Beyşehir Gölü Yakın Güneyi Karst Jeomorfolojisi ve Karstik Parametrelerin İncelenmesi., Jeomorfoloji Derg. Sayı: 14, s: 65-77, Ankara.
- NAZİK, L., GÜLDALİ, N., ÖNDER, C. (1988): Mağara Morfolojisinden Bölgesel Jeolojik-Jeomorfolojik Evrim ve Özelliklerin Çıkarılması., Türkiye 12. Jeomorfoloji

Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 21-25 Mart 1988, Ankara, Bildiri Özleri, s: 50-51, Ankara.

NAZİK, L. (1989): Mağara Morfolojisinin Belirlediği Jeolojik-Jeomorfolojik ve Ekolojik Özellikler., Jeomorfoloji Derg., Sayı: 17, s: 53-62, Ankara.

NOSSIN, J. (1989): SPOT Stereo Interpretation in Karst Terrain Southern Turkey., ITC Journal: 2, page: 79-92, The Netherlands.

ORAN, S. (1985): Sipahiler-Yuvalı (Isparta İli) ve Dolayının Jeolojisi., İst. Üniv. Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Diploma Çalışması., İstanbul. (yayınlanmamış).

ÖZGÜL, N. (1976): Toroslar'ın Bazı Temel Jeolojik Özellikleri., T.J.K. Bülteni, Cilt: 19, Sayı: 1, s: 65-78, Ankara.

ÖZGÜL, N. (1984): Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Central Taurides., O. Tekeli, C. Göncüoğlu (Eds.), Geology of the Taurus Belt International Symposium, 26-29 September 1983, Ankara, Proceedings, page: 77-90, Printed in M.T.A., Ankara.

ÖZTAŞ, T. (1982): Karstlaşma ve Mühendislik Projelerinde Sayısal Karst Sınıflaması Kavramı., Jeol. Müh. Derg., Sayı: 13, s: 11-16, Ankara.

ÖZTAŞ, T. (1988): Mersin-Taşucu-Boğsak Kaynağı ve Dolayının Karst Hidrojeolojisi., İ.T.Ü. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi., İstanbul. (yayınlanmamış).

PAREJAS, E. (1941-1942): Sandıklı, Dinar, Burdur, Isparta ve Eğridir Bölgelerinde Yapılan Jeolojik Löveler Hakkında Rapor., M.T.A. Raporu, No: 1390, Ankara.

PFEFFER, K.H. (Ed.) (1989): Karst., Zeitschrift für Geomorphologie, Supp. Bd. 75, Berlin.

PLANHOL, X.de. (1951): Eğridir Güneyinde Tabii Üniteler., İst. Üniv. Coğr. Enst. Derg., Cilt: 1, Sayı: 2, s: 113-126, İstanbul.

POISSON, A., AKAY, E., DUMONT, J.F., UYSAL, Ş. (1984): The Isparta Angle; A Mesozoic Paleorift in the Western Taurides., O. Tekeli, C. Göncüoğlu (Eds.), Geology of the Taurus Belt International Symposium, 26-29 September 1983, Ankara., Proceedings, page: 119-124, Printed in M.T.A., Ankara.

POISSON, A., AKAY, E., CRAVATTE, J., MÜLLER, C., UYSAL, Ş. (1984): Antalya Napılarının Isparta Büklümü Merkezine Yerleşmesi Zamanı Üzerine Yeni Veriler., Yeryuvarı ve İnsan., Cilt: 8, Sayı: 1, Ankara.

ROBERTSON, A.H.F., WOODCOCK, N.H. (1980): Strike-Slip Related Sedimentation in the Antalya Complex, SW Turkey., Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 4, page: 127-145, U.K.

SARAÇ, G., OKAN, Y. (1990): Messiniyen Krizi., Ank. Üniv. Fen Bil. Enst. Jeol. Müh. Anabilim Dalı, Doktora Seminer Notları., Ankara. (yayınlanmamış).

SMITH, D.I. (1977): Applied Geomorphology and Hydrology of Karst Regions., J.R. Halls (Ed.), Applied Geomorphology, page: 85-118, Elsevier Scientific Publ. Co., Amsterdam etc.

SMITH, D.I., ATKINSON, T.C. (1976): Process, Landforms and Climate in Limestone Regions., E. Derbyshire (Ed.) In Geomorphology and Climate., page: 369-409, John Wiley-Sons Ltd., London.

SİPAHİ, M.H. (1984): Antalya, Aksu Çayı Havzasının Karst Hidrojeolojisi İncelemesi., İst. Üniv. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi., İstanbul. (yayınlanmamış).

SWEETING, M.M., GROOM, G.E., WILLIAMS, V.H., PIGOTT, C.D., INGLE SMITH, D., WARWICK, G.T. (1965): Denudation in Limestone Regions: A Symposium., The Geographical Journal, Vol. 131, Part: I, U.K.

SWEETING, M.M. (1966): The Weathering of Limestones., G.H. Dury (Ed.), Essays in Geomorphology, page: 177-210, Printed by Heinemann., London.

SWEETING, M.M. (1973): Karst Landforms., Columbia University Press., New York.

SWEETING, M.M. (Ed.) (1981): Karst Geomorphology., Benchmark Papers in Geology 59., Penn: Hutchinson-Ross, Stroudsbourg.

ŞENEL, M. (1984): Discussion on the Antalya Nappes., O. Tekeli, C. Göncüoğlu (Eds.), Geology of the Taurus Belt International Symposium, 26-29 September 1983, Ankara, Proceedings, page: 41-52, Printed in M.T.A., Ankara.

ŞENGÖR, A.M.C. (1975): Outlines of the Turkish Karst., BÜMAK Yay., No: 1, İstanbul.

- ŞENGÖR, A.M.C. (1980): Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları., T.J.K. Konferanslar Serisi Yayını., Ankara.
- ŞENGÖR, A.M.C. (1985a): Türkiye'nin Tektonik Tarihinin Yapısal Sınıflaması., Ketin Simpozyumu, 20-21 Şubat 1984, Ankara., T.J.K. Yay., s: 37-62., Ankara.
- ŞENGÖR, A.M.C. (1985b): Türkiye'nin Jeomorfolojik Evriminde Orta Miyosen'in Önemi., Türkiye 9. Jeomorfoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 13-15 Mart 1985, Ankara., Bildiri Özleri, s: 39-42, Ankara.
- TOPRAKSU (1970): Antalya Havzası Toprakları., Topraksu Genel Müd. Yay., No: 235, Ankara.
- UNDP (1983): Strengthening DSI Groundwater Investigative Capability, Phase II, Technical Report, Karst Waters of Southern Turkey., (DP/UN/TUR-77-015/1, TURKEY), New York.
- ÜŞENMEZ, Ş. (1985): Karbonat Kayaçlarının Sınıflandırılması. Gazi Üniv. Müh. Mim. Fak. Yay., Ankara.
- WALDRON, J.W.F. (1981): Mesozoik Sedimentary and Tectonic Evolution of the Northeast Antalya Complex, Eğridir, SW TURKEY., Ph.D Thesis., University of Edinburgh., U.K.
- WHITE, W.B. (1988): Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains., Oxford University Press., U.S.A.
- YALÇINKAYA, S., ERGİN, A., TANER, K., AFŞAR, P.Ö., DALKILIÇ, H., ÖZGÖNÜL, E. (1986): Batı Torosların Jeoloji Raporu., M.T.A. Raporu, No: 7898, Ankara. (yayınlanmamış).

YALÇINKAYA, S. (1987): Batı Torosların Jeolojik Özgeçmişinde Tektonik Olayların Zamanlaması ve Türkiye'nin Tektonik Yapısındaki Önemi., T.M.M.O.B., Jeol. Müh. Odası, Türkiye Jeol. Kurultayı, Bildiri Özleri; s: 8., Ankara.

YALÇINLAR, İ. (1963-1964): Quelques Observation sur les Regions Karstiques de la Turquie., Rewiev of the Geographical Institute of the University of Istanbul, No: 9-10, Page: 147-152, İstanbul.

YALÇINLAR, İ. (1969): Strüktürel Morfoloji, Cilt: II (2. bas-kı)., İst. Üniv. Coğr. Enst. Yay., No: 29, İstanbul.

ÖZGEÇMİŞ

1958 İstanbul doğumluyum. İlk, orta ve lise öğrenimimi İstanbul'da yaptıktan sonra 1978 yılında İ.Ü. Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümüne girdim ve buradan 1982 yılının Haziran ayında "Dikili Bölgesinin Yapısal Jeomorfolojisi" konulu Lisans bitirme tezimi hazırlayarak mezun oldum. Lisans eğitimim esnasında, İ.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümünden "Jeoloji" sertifikasını da aldım.

Askerlik hizmetimi tamamladıktan sonra 1984 yılının Ekim ayında, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Jeomorfoloji Anabilim Dalında Yüksek Lisans eğitimine başladım ve 1986 yılının Temmuz ayında "Hereke Kuzeyinde Karst Jeomorfolojisi" konulu tezimi vererek mezun oldum.

1987 yılının Ekim ayında İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Jeomorfoloji Anabilim Dalında Doktora eğitimine başladım. 1987 yılından beri aynı Enstitü ve Anabilim Dalında Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktayım.

Alaattin Cem GÜNEYSU

Yayınlarım

- Hereke Kuzeyinde Karst Jeomorfolojisi. İ.Ü. Den. Bil. ve Coğr. Enst. Bülten, Sayı: 4, s: 133-144. İstanbul (1987).
- Karst Araştırmalarında Jeomorfolojinin Rolü. İ.Ü. Den. Bil. ve Coğr. Enst. Bülten, Sayı: 6, s: 137-142. İstanbul (1989).
- Karst Akiferleri. İ.Ü. Den. Bil. ve Coğr. Enst. Bülten, Sayı: 7, s: 131-136. İstanbul (1990).

- Fiziki Coğrafya (O. Erol, N. Günel ile). Anadolu Üniv. Yay. No: 417. Eskişehir (1991).
- Ballıkaya Vadisi ve Çevre Sorunları. Çevre Koruma Bilim ve Aktüalite Dergisi. Türkiye Çevre Koruma ve Yeşillendirme Kurumu 20. yıl özel sayısı. s: 15-16. İstanbul (1992).
- Kovada Gölü Çanağının (Isparta) Jeomorfolojisi ve Kovada Gölünde Günümüzde Görülen Değişimler. İ.Ü. Den. Bil. ve Coğr. Enst. Bülten, Sayı: 9 (Baskıda).