

PETROL SİSTEMLERİ

PETROLEUM SYSTEMS

Mehmet ALTUNSOY
Orhan ÖZÇELİK

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Akdeniz Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Antalya

ÖZ : "Petrol sistemi" kavramı, petrol ve gazın oluşumuyla başlayan, göçen ve sonuçta kapanılan bir dizi jeolojik olaylara dayanır. Bu terim, hidrokarbon birikimi sağlayabilecek oluşumlara yeni bir bakışı kapsar. Bir petrol sistemi, jeolojik zamanın fonksiyonu olarak, petrol üreten ve biriktiren fizikokimyasal sistemlerin dinamiği olarak ifade edilebilir. Ana petrol sistem modelleri, ana basenin terimleriyle tanımlanabilir. Kıtasal rift, platform ve orojenik sistemler olarak herbiri değişik özelliklere sahip üç ana sistem vardır. Kıtasal rift sistemleri; değişik düzeylerde birikme, dikey göç ve petrol oluşumu için iyi koşullar sağlarlar. Buna karşın platform sistemlerde ana kayaçlar, rezervuar kayaçlarda kapanlar oluşturmak üzere uzun mesafelerde yatay göç yolları bulundurulur. Orojenik sistemlerde ise tektonizmadan az etkilenen zonlarda yüzey belirtilerinin de sık sık görüldüğü kapanlar yer alır.

Basit ve sistematik listeye dayandırılacak şekilde petrol sistemlerinin genetik sınıflaması birbirini izleyen üç kategoriye ayrılabilir. Bunlar; şarj faktörü, göç drenaj stili ve kapanılma stilidir. "Petrol sistemleri" kavramı, petrol birikimlerinin mobil oluşumu, dinamiği ve arama stratejilerini tanımlar.

ABSTRACT : The "Petroleum System" concept is based on an orderly sequence of geological phenomena, starting with the genesis of oil or gas, which then migrates and is finally trapped. The term incorporates a new view of the formation of hydrocarbon accumulations. A "petroleum system" is a dynamic, petroleum generating and concentrating physico-chemical system, functioning in a geologic space and time scale. The main petroleum system models can therefore be defined in term of the major types of basin. There are three main systems - continental rift, platform and orogenic - each of which has a number of variants. Continentals rifts provide good conditions for oil generation, vertical migration and accumulation at various level; by contrast, platform systems encourage the formation of reservoirs at the expense of source rocks and long, lateral migration paths, and orogenic systems encourage entrapment in zones little affected by tectonic movements, accompanied by frequent surface shows.

The genetic classification of petroleum systems is founded on a simple working nomenclature that consists of combining qualifiers from each of the following three categories: (1) charge factor, (2) migration drainage style and (3) entrapment style. The "petroleum system" concept describes the dynamic, mobile formation of petroleum pools, and has a number of implications for exploration strategy.

GİRİŞ

"Petrol Sistemi" kavramı ilk kez Dow (1972) tarafından kullanılmış ancak Perrodon (1980 ve 1983) tarafından tanımlanmıştır. Birçok araştırmacı da sedimanter basenlerin jeodinamiği ve plaka tektoniği ile petrol provenslerinin tip ve karakterlerinin arasındaki ilişkiyi açıklamaya çalışmışlardır (Bally, 1975; Balli ve Snelson, 1980; Stonely, 1981; Green, 1983; Kingston ve diğ., 1983). Bu terim ve kapsamına giren diğer konular petrol aramacılığında strateji belirlemede önem kazanmaktadır.

Jenetik anlamdaki çalışmalar da bu amaca yöneliktir (Demaison ve Huizinga, 1991). Bir petrol provensinde bir veya daha çok petrol sistemi bulunabilir. Bu nedenle de petrol sistemi daha sınırlayıcı bir terimdir. Jeolojik zamanın bir fonksiyonu olarak petrol üreten, biriktiren fizikokimyasal sistemlerin bir dinamiği olarak düşünülebilir.

Petrol sistemine yönelik çalışmalar ülkemizde henüz tüm aşamalarıyla gerçekleştirilmemiş olmasına karşın bunların başlangıcını oluşturabilecek veya belli bölümlerine baz kabul

edilebilecek incelemelerden bahsedilebilir. Örneğin Sarı ve Sonel (1995); kaynak kayanın türetebileceği petrol miktarının hesaplanmasını Sinop ve Akseki yöresine ait bazı birimlere uygulamışlardır. Anakaya çalışmalarına ilişkin kapsamlı bir örnek olarak da Sivas Tersiyer Havzası için Altunsoy ve Özçelik (1995)'in çalışmaları verilebilir. Petrolün göç yollarının belirlenmesine ülkemizden bir örnek de Mueller ve diğ., (1995)'nin Güney Doğu Anadolu'daki araştırmaları gösterilebilir. Yalçın (1990) ile İnan ve Yalçın (1997) yukarıdakilerden farklı olarak Adana ve Trakya Havzasındaki verilerine dayanarak matematiksel modelleme yapmak suretiyle petrol ve gaz miktarını hesaplama yoluna gitmişlerdir. Tüm bu çalışmalar petrol sistemi kavramına temel oluşturabilecek niteliktedirler.

Bu çalışmanın amacı; Perrodon (1992) tarafından tanımlanan ve detaylandırılan petrol sistemi kavramının sınıflamasını açıklamaya çalışmak ve ardından da Demaison ve Huizinga (1991)'nin genetik sınıflamasına yer verebilmektir. Bu doğrultuda değinilen sıraya göre kavramlar ve örnekler üzerinde durulacaktır.

PERRODON (1992) SINIFLAMASI

Perrodon tarafından 1980 ve 1983 yıllarında tanımlanan ve 1992 yılında da modelleri açıklanarak uygulaması gösterilen sınıflamaya göre petrol sistemlerini üç ana grup altında incelemek mümkündür.

Kıtasal Rift Sistemleri

Bu sistemler; kıtasal rift havzaları ile ilişkilidirler. Bu havzaların yayıldığı alanlarda litosfer incedir. Sübsidans (her milyon yıl için yaklaşık yüz metre) nedeniyle derinleşme olur ve merkezi alanlardaki izolasyon ile gölsel veya denizel depolara su hapsedilir. Bu süreç içerisinde yüksek ısı akısı da ana kayanın hızla olgunlaşmasına yardım eder. Normal faylanmalarla hidrokarbonların dikey migrasyonu teşvik edilmiş olur. Bu havzalardaki rezervuarlarda hızlı fasiyes değişimi nedeniyle genellikle zayıf kalite söz konusudur. Hidrokarbonlar genellikle faylar, horstlar ve örtülü antiklinallerde kapanlanırlar. Hızlı gömülme ile formasyondaki oluşum, faylar boyunca yüksek oranda sızıntılara neden olur (Şekil 1). Eğer fay sızdırmaz özellikte ise migrasyon durur ve büyük basınçların söz konusu olduğu yapısal ilişkili bir petrol sistemi veya alt sistemi ortaya çıkar (Viking Grabeninde olduğu gibi). Bu sistemler, orta zenginlikte denilebilecek alanlar buldurmasına karşın, zengin petrol alanları da oluşturabilirler.

Dikey göç sonucu farklı kaynaklardan gelen hidrokarbonların karışımına ve farklı düzeylerde birikimlere neden olabilirler. Buna örnek olarak Almanya'daki Gifhorn Trough Baseni (Shwartzopf, 1990), Brezilya'da Reconcavo Baseni (Ghignone, ve diğ., 1970) ve Suez Körfezi (Said, 1962) verilebilir.

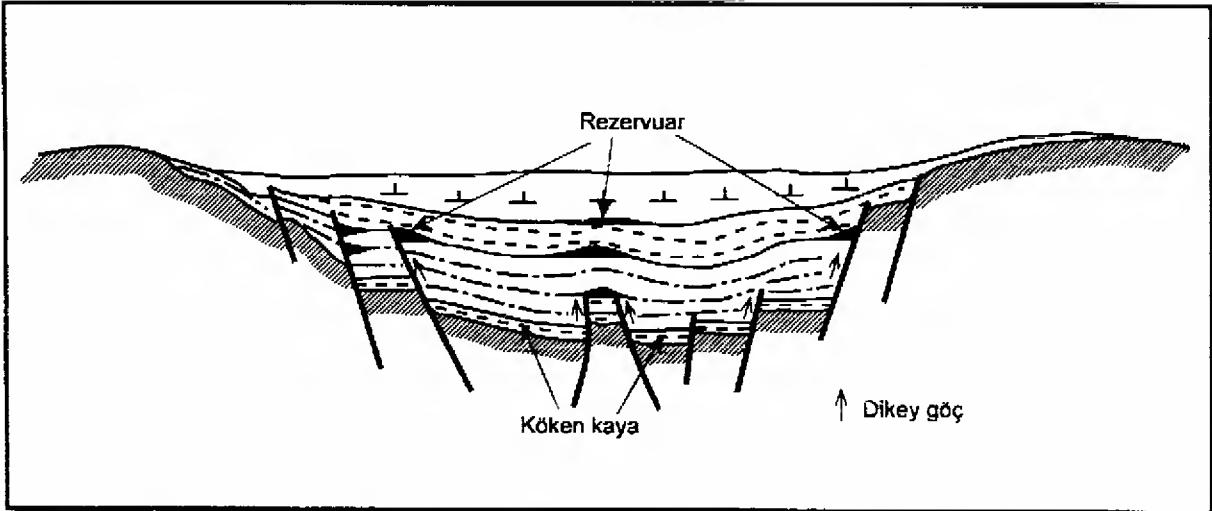
Kolorado'daki Green River Baseninde olduğu gibi ana kayanın yetersiz diyajenezi nedeniyle bazı basenler petrol şeyllerinin istisnai birikimlerini kapsarlar. Kıtasal riftler, çoğunlukla düşük şiddetteki basınçlı havzalar içerisinde genişliyerek gelişirler. Bu durum, petrol sistemi için iyi bir örtü kaya olabilir ve ana kayanın transgresif olarak depolanmasını sağlayabilir. Ana kayalar rezervuarların altında ve üstünde bir örtü gibi davranma yeteneği gösterebilir. Kuzey Denizi Grabeni (Pegrum ve Spencer, 1990), Libya Sirte ve Çin'deki Songlio Basenleri transgresif sistem tipindeki orijine sahiptirler (Perrodon, 1992).

Platform Petrol Sistemleri

Bu sistemler çoğunlukla diverjan sınırlardaki basenlerde veya basit kratonik basenlerde bulunurlar (Şekil 2). Bu basenler genellikle Silüriyen / Devonyen'den Jura / Kretase'ye kadar değişen yaş aralığında yer alırlar (Klemme ve Ulmshiek, 1991). Her milyon yıl için birkaç metrelik yavaş sübsidans oranıyla basenin bu tipi oldukça stabildir. Düşük sübsidans oranı nedeniyle depresyonlar oldukça azdır. Düşük ısı akısı, olgunlaşmanın yavaş seyretmesine sebep olur. Ana kaya oluşturma koşulları vasat sayılabilecek durumdadır. Geniş ve sığ platformlar, rezervuar formasyonları için uygundur. Bunlar blanket kumtaşlarında olduğu gibi homojen ve devamlı olabileceği gibi daha az devamlı da olabilirler. Birinci durum yatay göçün uzun mesafelerde devamını sağlar.

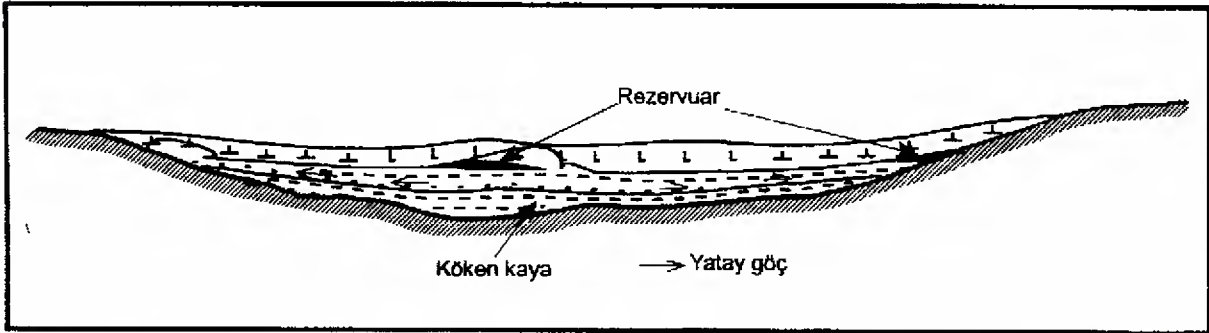
Bunlarda sekonder olarak şekillenmiş olan stratigrafik kapanlar dikey göç yoluyla da beslenirler. Alberta Baseni (Allan ve Creancy, 1991) buna örnek verilebilir. Örtü katmanları dikey göçe karşı koyan konumdadır. Basenlerin kenar bölgelerindeki transgresif seriler veya kalın istifler bölgesel örtü durumundadırlar. Yapısal özellikleri itibarıyla yırtılma hareketleri, flexürler ve normal faylanma, aşırı tansiyon ve gerilme nedeniyle oluşan büyük yapısal kapanlar ortaya çıkabilmektedir (Ceayir Sahrasında olduğu gibi)(Leighton ve Kolata, 1990).

Büyük drenaj alanlarına rağmen büyük ölçekli olmayan hidrokarbon üretimine sahiptirler. Bunlar için en uygun alanlar;



Şekil 1. Kıtasal rift tipi petrol sistemi. Değişik aşamalarda dikey göç ve toplanma söz konusudur (Perrodon, 1992).

Figure 1. Continental rift type of petroleum system. Vertical imigration and accumulation are present in the various stages (Perrodon, 1992).



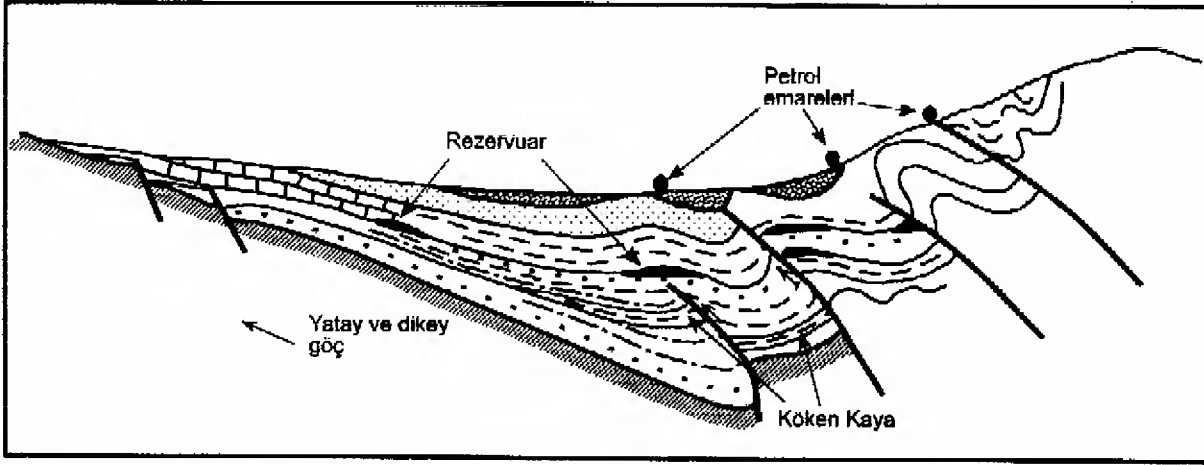
Şekil 2. Tek bir birimde izlenen yatay göç ve birikimler. Çöküntü tipi petrol sistemleri (Perrodon, 1992).

Figure 2. Lateral imigration and accumulations are present in the unique unit. Depression type of petroleum system (Perrodon, 1992).

meteorik sulara karşı iyi korunan ve uygun hidrokarbon jenerasyonunun olabileceği platformun orta bölümleridir. Doğal yerleşim alanı, Michigan ve Paris Havzalarında olduğu gibi genellikle küçük ve dağınık birikimler halindedir (Perrodon ve Zabek, 1991). Cezayir Sahrasında olduğu gibi bazı basenler yüksek konsantrasyona sahip dev alanlar olarak tanımlanabilecek yaylar içerirler. Bir kıtasal rift tarafından ayrılan levha sınırlarındaki basenler ve platformlar büyük hidrokarbon kaynağına sahip olabilirler. Orta Afrika'nın batı kısmındaki basenler buna örnek olarak verilebilir (Gabon, Kongo ve Angola)(Teisserenc ve Villemin, 1990). Platform sistemlerde yatay göç yüz kilometre gibi uzun mesafelerde olabilir (Demaison, 1977).

Orojenik Sistemler

Bu sistemler; özellikle yay geniş basenlerin ön derinlikleri ve yay önü basenler gibi çarpışan alanlar ve aktif kıta kenarlarındaki basenlerle ilişkilidirler (Perrodon, 1992). Orojenik sistemler genellikle Karbonifer - Senozoyik periyotlarında izlenmektedir. Bunların ana özelliği; düşük jeotermal gradyanlı bir tektonik sıkışma ortamında gravitasyonel çökme ve tektonik belirtidir. Hızlı ve heterojen sedimentasyon çoğunlukla katmanların bozulmasına neden olur. Genellikle olgunlaşmamış sedimanların bulunduğu önemli olmayan ana kaya çökelimleri görülmektedir. Bunların tek olumlu yanı orjenden belli mesafelerde bulunan antikalinal kapanlardır. Ancak bunlar da erozyon nedeniyle bozulma ve hidrokarbon sızıntısı riskine sahiptirler (Şekil 3).



Şekil 3. Yatay ve dikey göç yollarının izlendiği orojenik tip petrol sistemi (foreland baseni) (Perrodon, 1992).

Figure 3. Orogenic type petroleum system followed lateral and vertical imigration paths (foreland basin) (Perrodon, 1992).

Orogenik sistemler içerisinde yer alan hidrokarbonlar kuvvetli tektonik zonlardan daha uzaklara doğru artış eğilimindedir. Bu sistemde sıklıkla yüzey deformasyonlarına rastlanılır. Yapısal kapan olanakları mevcuttur. Ancak hidrokarbonlar dağınık durumdadır. Bu sistemler çoğunlukla fakir provenisleri verirler. Yine de oldukça deforme olan bu temel yapı birçok tipleri oluşturur. Hidrokarbon içeriği açısından en avantajlı tipler yay gerisi basenlerde oluşan üç sistemin kombinasyonudur. Bu basenler, havza oluşumunun başlangıç aşamasında gelişen riftler ve diverjan kenarlar başta olmak üzere platform basenlerle birlikte orojenik sistemin özelliklerini içerirler. Bu şekilde oluşan yay gerisi basenler dünyadaki pek çok petrol provenislerini temsil ederler. Buna örnek olarak Maracaibo Baseni (Miller ve diğ., 1958), Doğu Venezuela (Talukdar, 1991), Alberta provansı (Creaney ve Allan, 1990) ve özellikle Pers Körfezi (Beydeun, 1986; Stonely, 1990) verilebilir.

Orogenik sistem bir ölçüde diverjan sınırlarda gelişen deltayik sistemlerle mukayese edilebilir. Alüviyal düzlüklerden türbiditik okyanusal derinliklere kadar yayılan deltayik petrol sistemlerinin ana özelliklerinden biri çok sayıda litolojik ve tektonik süreksizliklerdir. Bu akışlar çok iyi rezervuarlar oluşturan detritik formasyonlarda III. tip kerojenin yüksek oranda bulunduğu ana kayalarla sonuçlanır. Kapanlar yuvarlanan ve sinsedimanter faylar vasıtasıyla şekillenen büyük yapılar oluştururlar. Sonuç olarak; Körfez kıyısı ve Nijer Basenlerindeki klastik örneklerde (Doust ve Omatsola, 1991) olduğu gibi çok yayımlı likid ve gaz hidrokarbon üretimi söz konusu olur.

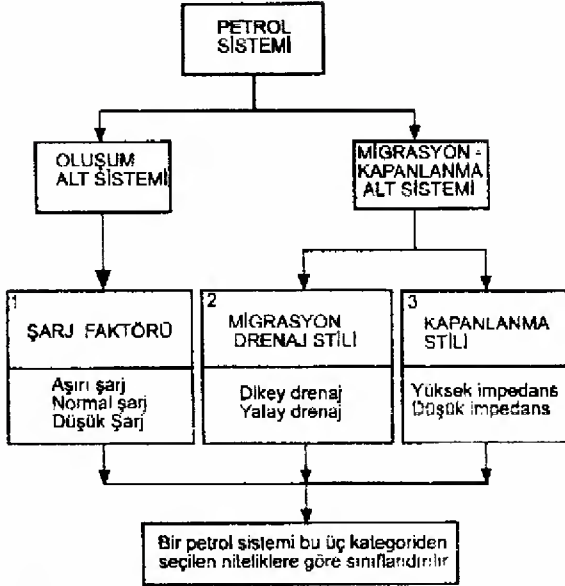
DEMAISON VE HUIZINGA (1991) SINIFLAMASI

Bu sınıflama jenetik anlamdadır ve bir petrol sisteminin alt grupları şeklinde tasnif yapılmıştır (Şekil 4). Petrol sistemi, oluşum mekanizması ve dinamiği ile ilgili olarak iki alt gruba ayrılır.

1- Jeneratif alt sistem: Belli bir zaman aralığında oluşan petrol miktarı ile ilgilidir. Jeneratif alt sistemler kimyasal olaylar tarafından kontrol edilirler. Bu olaylar; Kaynak depolanması aşamasında kerojenin yer alan organizma artıklarının biyokimyasal değişimi (Demaison ve diğ., 1984) ve kerojenin değişimini kontrol eden termokimyasal kinetiklerden oluşurlar (Tissot ve diğ., 1987).

2- Göç ve Kapanlanma Alt Sistemi: Olgun ana kayadan petrol toplanması ve dağıtılması şeklindedir. Bu durum ya petrol konsantrasyonunun ekonomik birikimi ya da tahrip ve yayılma nedeniyle petrol kaybı tarzında kendini gösterir. Göç - kapanlanma alt sistemleri; kapanlanma öncesi ve sırasında davranışını ve fazlarını etkileyen basınç - sıcaklık ilişkisi, gözenekler vasıtasıyla kapiler basınç, sıvı akışı ve petrolün yüzdürülmesini sağlayan fiziksel olaylar tarafından kontrol edilirler (Illing, 1939; Schowalter, 1979).

Jeneratif alt sistemin gelişimi bölgesel şarj ile açıklanabilir. Şarj; kapanlanmaya hazır hidrokarbon hacmi olarak tanımlanabilir (Sluik ve Nederlof, 1984). Şarj hacmi, göç sürecindeki kayıp hacim miktarı düşülmek üzere bir kapanın drenaj alanında üretilebilen petrol hacmine eşittir. Tam göç kaybı; primer göç kaybı (ana kayadan taşıyıcı kayaya atılma) ve sekonder



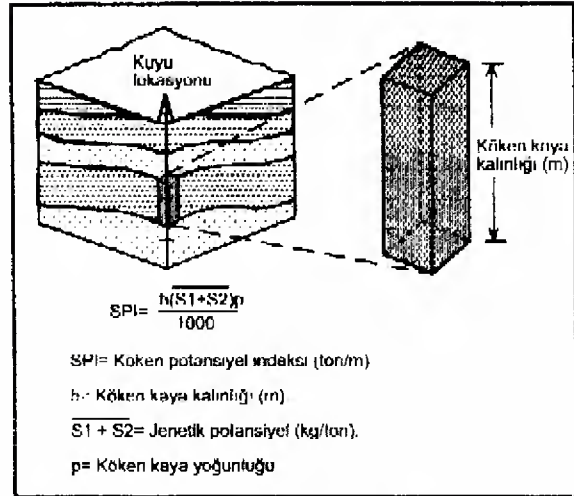
Şekil 4. Bir petrol sisteminin genetik sınıflamasına ilişkin akım şeması (Demaison ve Huizinga, 1992).

Figure 4. Scheme related to genetic classification of a petroleum system (Demaison and Huizinga, 1992).

göç kaybı (taşıyıcıda, ana yataklar arasında ve kapanda) toplamından oluşur. "Bölgesel Şarj" terimi, bölgesel bir hidrokarbon mutfağındaki (hydrocarbon kitchen) kapanlanmaya hazır toplam petrol miktarını sergilemek amacıyla kullanılır. Yani atılma ve göç hariç olmak üzere üretilen petrol miktarını ifade eder. Bölgesel şarj; basenin üretim yapan hacimsel bölümüne ve orijinal ana kaya zenginliğine bağlıdır. Ana kaya zenginliği, hidrokarbon genetik potansiyeli ($S1 + S2$) terimiyle ifade edilir. Bu da karot, kesinti veya yüzey örneklerinde Rock - Eval analizi ile ölçülür. Bölgesel şarj hesaplaması için bir istatistiksel yöntem olarak Kaynak Potansiyeli İndeksi (Source Potential Index - SPI) önerilmiştir (Demaison ve Huizinga, 1991). SPI veya "Kümülatif Hidrokarbon Potansiyeli" (Tissot ve diğ., 1980); 1 m^2 yüzey alanına sahip bir ana kaya sütununda üretilebilecek maksimum hidrokarbon miktarı (ton/metre) olarak tanımlanmıştır (Şekil 5).

Göç ve kapanlanma alt sisteminin niteliği; "göç drenaj stili" ve "kapanlanma stili" ile ilgilidir. Bunları da sırasıyla "dikey drenaj" ve "yatay drenaj" stilleri ile "yüksek impedans" ve "düşük impedans"lı kapanlanma stilleri olarak alt gruplar oluşturularak incelenebilir.

Yatay göçün yüzlerce kilometre mesafede olabileceği kabul edilir. Buna karşılık dikey göçün daha az mesafelerde olduğu jeokimyasal



Şekil 5. Kaynak potansiyel indeksinin (SPI) tanımlanması ve hesaplanması (Demaison ve Huizinga, 1992).

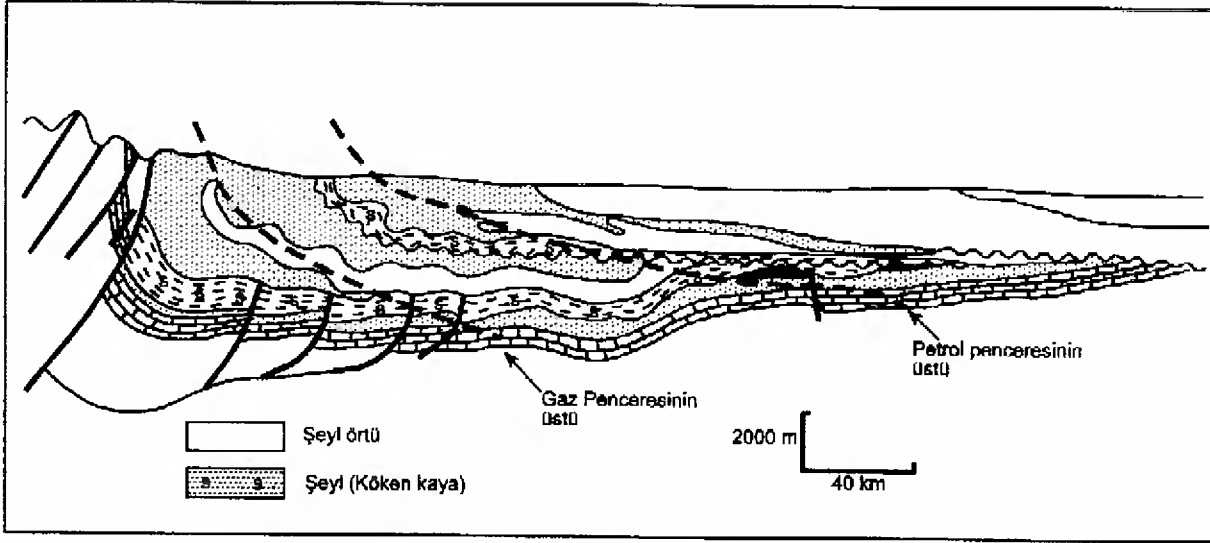
Figure 5. The determination and calculation of source potential system index (Demaison ve Huizinga, 1992).

gözlemlerle belirlenmiştir (örneğin 1 - 5 km gibi). Araştırmacılar tek bir kaynaktan gelen ancak farklı yaşlardaki rezervuarları ile karşılaşmışlardır. Bu durum halihazırda genişleyen rejimlerde ve bindirme kuşaklarında yaygın olarak gözlenmiştir (Price, 1980). Fay zonları iki farklı özelliğe sahip olabilirler. Bazan akışkanın akışı için bir kanal, bazan da akışa karşı bir bariyer görevi görebilir (Smith ve Forster, 1989). Akışa engel olma veya bariyer teşkil etme durumu hidrolik sistem, anormal basınç ve derinlik tarafından kontrol edilir (Hunt, 1990).

Sekonder göç modelleri, dağıtım mekanizmalarına oranla birikimlerin yerini tahminde ve onların potansiyel zenginliğini bilmede yardımcıdır (Pratsch, 1982). Göç stilinin değerlendirilmesi drenajın toplanma ve dağıtım düzeyinde olup olmadığını tanımda önemli bir adımdır. Göç drenaj stili tektonizma ile ilgilidir ve bir basenin stratigrafik - yapısal gelişimlerinden tahmin edilebilir.

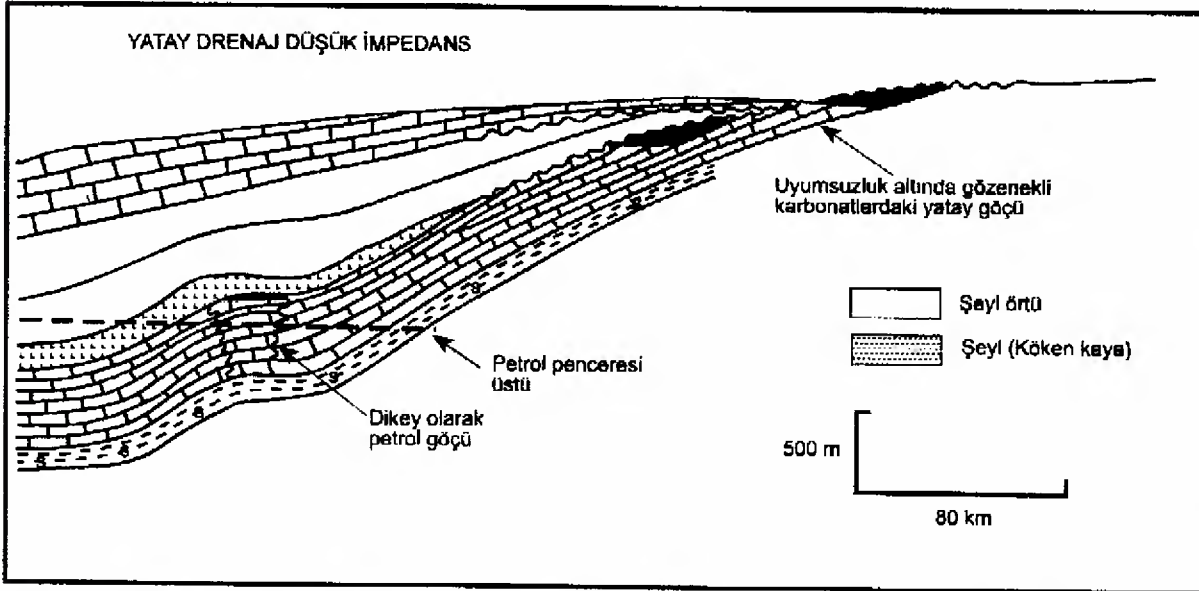
Demaison ve Huizinga(1991) petrol sistemlerini migrasyon drenaj stiline göre iki gruba ayırmışlardır. Bunları sırasıyla inceleyelim;

Yatay Drenajlı Petrol Sistemleri: Alaska'nın kuzey noktası (Şekil 6), Güney Amerika'daki Andean Basenleri yöresi veya Williston Baseni (Şekil 7) ile Doğu Cezayir Sahrasının Triyas tuz provensisi gibi foreland basenler bu sistemlere örnek olarak verilebilir. Bu alanlarda tektonik aktivitenin azlığı söz konusudur ve böylece örtü kayalar korunabilmişlerdir.



Şekil 6. Amerika Birleşik Devletleri Alaska kuzey noktasında yatay drenajlı, yüksek şarjlı ve yüksek impedanslı bir petrol sistemi örneği (Demaison ve Huizinga, 1992).

Figure 6. An example of petroleum system with lateral drainage, high charge and high Impedance in the Alaska north point of the United States of America (Demaison and Huizinga, 1992).



Şekil 7. Amerika Williston Basenine ait normal şarjlı ve düşük impedanslı bir petrol sistemi örneği (Demaison ve Huizinga, 1992).

Figure 7. An example of petroleum system with normal charge and low impedance in the Williston basin of United States of America (Demaison and Huizinga, 1992).

Yatay drenajlı petrol sistemleri içeren basenler aşağıdaki ortak özellikleri paylaşırlar;

a- Petrol birikimleri hidrokarbon mutfağından (hydrocarbon kitchen) daha uzakta lokalize olan olgunlaşmamış sedimanter istiflerde yer alma eğilimindedir. Petrol sistemi içindeki kapanlanan petrol hacminin % 50'den daha fazlası uzaklara göç eden birikimleri temsil e-

derler. Yatay migrasyon mesafesi en fazla 160 km olarak düşünülmektedir.

b- Etkill bir bölgesel örtü altındaki aynı yaştaki tekli bir rezervuar sistemi, petrol sistemi içerisindeki gaz ve petrol kapanlanmalarının en büyüklerini bünyesinde bulundurur.

c- Etkill bölgesel örtünün faylanması ya küçük ölçektedir ya da önemsizdir.

d- Yüksek şarja sahip ağır petrolün büyük birikimleri daha çok basenlerin kenar kısımlarında henüz olgunlaşmamış sedimanter istiflerde daha sık olarak bulunur. Doğu Venezuela ile Batı Kanada'daki çok ağır petrol içeren kıvrımlar buna örnek verilebilir (Demaison, 1977; Creany ve Allan, 1990; Krause ve James, 1990).

- Dikey Drenajlı Petrol Sistemleri: Petrolün vertikal drenajda yoğunlaşması yüksek yapısal deformasyonlar ile ilgilidir (Price, 1980). Petrolce zengin rift basenlerinde faylar boyunca hareket gösteren dikey akış kapanlanmayı sağlar (Kuzey Denizi ve Süveyş Körfezinde olduğu gibi). Aşağı Kongo'da olduğu gibi Pasif Atlantik Tipi kıta kenarlarında tuz tektoniği ve ekstansiyonel faylanma sonucu dikey akış eğilimi ortaya çıkar. Birleşik Devletler Körfez kıyıları ve Nijerya Tersiyer deltalannın yüksek üretimi, ekstansiyonel rejimdeki listrik fayların oluşumu nedeniyle ortaya çıkan dikey akış sonucudur. Dikey drenajı kolaylaştıran tuz domlarındaki delinmeler nedeniyle yapılar daha komplike bir hal alabilir. Derinlerde aşırı basınç altında bulunan ana kayadan göçen petrol vertikal akış ile deltaik oluşumlarda yer alabilirler. Keza, daha eski deltaik istiflerde kapanlanan hidrokarbonlar (Kanada'daki Alt Kretase Jeanne d'Arc Havzası veya Avustralya'daki Barrow - Dampier Havzası gibi) ana kayaç altından dikey fay zonları boyunca göç etmişlerdir.

Los Angeles ve Kaliforniya'nın Ventura Basenleri gibi petrolü hendek basenleri ile bindirme kuşakları da çoğunlukla dikey göç şeklinde birikimler sunarlar (Şekil 8). Zagros kıvrım kuşağı, Wyoming bindirme kuşağı, Kolombiya Vadisi ve Karpatlarda olduğu gibi verimli petrol birikimleri rezervuarlardan daha derinlerde olan ana kayalar vasıtasıyla şarj edilirler. Üretken bindirme kuşakları çok etkili üst örtü katmanları baskıda tutulurlar. Buna örnek olarak Zagros kıvrım kuşağının tuz oluşumları, Doğu Venezuelanın yüksek basınçlı şeylleri, Wyoming bindirme kuşağının değişik kalınlıktaki evaporitleri verilebilir.

Dikey drenajlı petrol sistemleri şu ortak özellikleri paylaşırlar;

a- Hemen hemen tüm petrol birikimleri bölgesel hidrokarbon mutfığı boyunca veya ona çok yakın yörelerde bulunurlar. Dikey göç mesafesi genellikle 30 km den daha azdır (Sluijk ve Nederlof, 1984).

b- Çoğunlukla farklı yaşta, aynı genetik hidrokarbon tipinde ve dikey kümeli rezervuarlar halinde bulunurlar. Buna örnek olarak Campos Baseninin Alt Kretase - Tersiyer rezervuarları örnek verilebilir (Mohriak ve diğ., 1980).

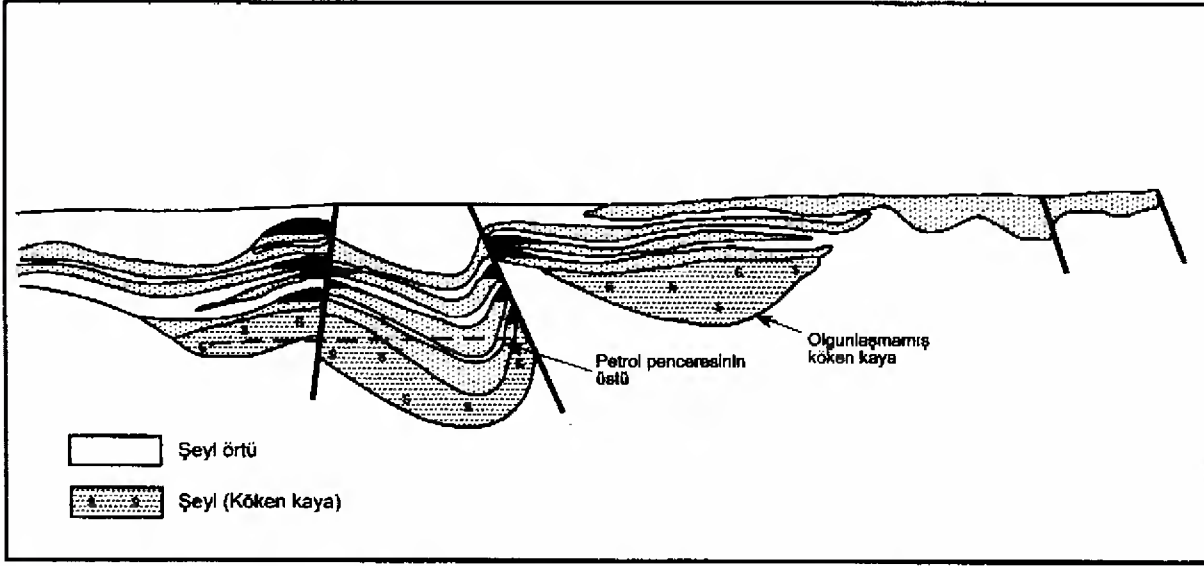
Kapanlanma sonrası alterasyonlar, biyodegradasyon ve su yıkaması gibi farklı şekillerde ve derecelerde kendisini gösterir. İkincil alterasyon prosesleri ile kaynak ve olgunluk farklarından dolayı kompozisyon değişimleri gözlelenebilir.

c- En son bölgesel örtü katmanları teşkil edilinceye kadar faylanma sonucu ortaya çıkan deformasyon malzemeleri örtü görevi görür.

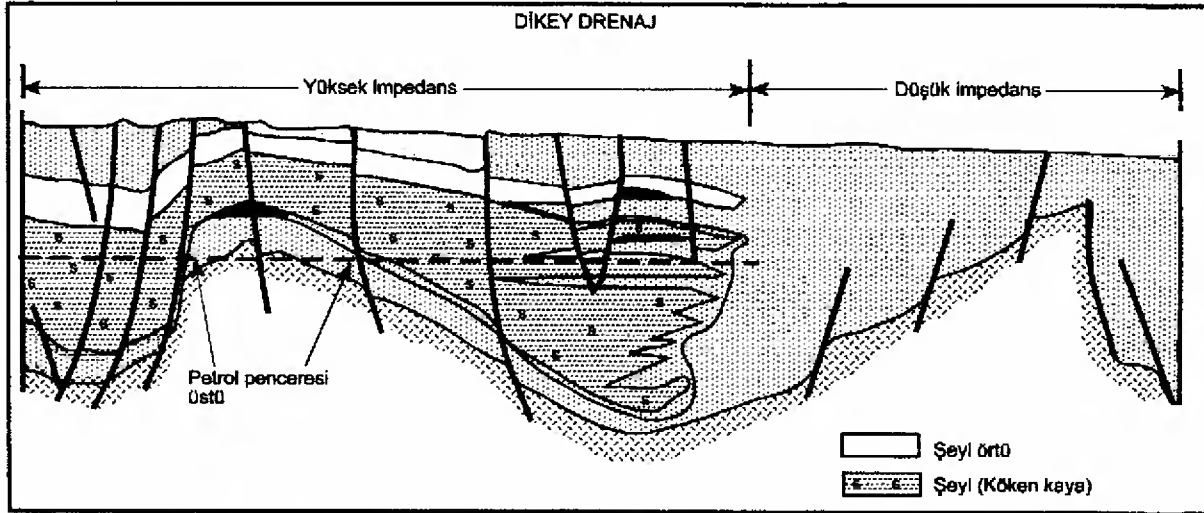
d- Yüksek şarjlı dikey drenajlı petrol sistemlerinde tektonik aktiviteler nedeniyle kırıklar boyunca yüzeye sızıntılar sık olarak görülebilir. Buna örnek olarak Birleşik Devletler Körfez kıyısındaki Tuz domları, Zagros Kıvrım Kuşağı ve Kolombiya vadisi verilebilir.

Kapanlanma Stili: Kapanlar, petrol veya gazın tutulduğu, yüzdürme kuvvetinin artık migrasyonu devam ettiremediği yerlerde bulunan yapılarıdır. Petrolü bulmanın ön koşulu kapanların belirlenmesidir. Konveks yapılarıdaki kapanlar petrol barındırmada önemlidirler. Yapısal kapanlar içerisinde en fazla örtü malzemesine sahip olmayanlar fay kapanlarıdır (Downey, 1984). Dünya'daki dev petrol birikimlerinin ancak birkaçı kamalanmayla oluşmuş stratigrafik kapanlar şeklindedir. Büyük bölümü ise yapısal - stratigrafi kapanları şeklindedir (Şekil 6). Buna karşı salt stratigrafik kapanlar; yapısal kontrolden uzak, yetersiz örtülü ve genellikle küçük ölçeklidirler. Bir basende petrolün hareketine engel olan fiziksel direnç derecesi bir jeolojik faktör olarak ortaya çıkar. Petrol, basenin yüzeyine doğru göç eğilimindedir. Bu fiziksel faktöre "impedans" denir (Demaison ve Huizinga, 1991).

Kapanlanma stilinde iki ana faktör, yapısal deformasyonun derecesi ve örtü niteliğidir. Bunlar impedans tarafından kontrol edilirler. Kapanlanma stili, yüksek impedans ve düşük impedans olmak üzere sınıflandırılabilir (Şekil 4). Yüksek impedans sistemleri, yatay olarak uzanan örtü ile çok yaygın olmayan yüksek derecedeki yapısal deformasyonlarla karakterize edilir (Şekil 9). Kapanlanmaların gerçekleşebilmesi için bölgede örtü sürekliliği gereklidir. Diğer yandan yersel kırılma ile dikey göç ve kapanlanma da söz konusu olabilir. Bu duruma yaygın olarak Tersiyer deltalannın ve ekstansiyonel rejimlerde rastlanabilir. Düşük impedans sistemleri ise süreklilik gösteren ancak etkin olmayan bölgesel örtüye düşük deformasyon derecesi ile karakterize edilir. Çoğu zaman örtü yok ya da düşük yapısal değerdedirler. Şekil 9. da düşük Impedanslı sistemi de izlemek mümkündür.



Şekil 8. Los Angeles Baseninden hendek basenlere ilişkin yüksek impedanslı ve vertikal drenajlı bir petrol sistemi örneği (Demaison ve Huizinga, 1992).
Figure 8. An example of petroleum system with high impedance and vertical drainage in the Angeles basin (Demaison and Huizinga, 1992).



Şekil 9. Dikey drenajlı, düşük ve yüksek impedanslı bir petrol sistemi örneği. Brezilya'da Reconcauo Baseninden modelize edilmiştir (Demaison ve Huizinga, 1992).
Figure 9. An example of petroleum system with vertical drainage and low-high impedance. Modeled from Reconcauo basin in the Brazil (Demaison and Huizinga, 1992).

SONUÇLAR

Teknolojinin gelişimi, bilim adamlarını petrol araştırmaları için yeni görüşlere ve kavramlarda oryantasyonlara götürmektedir. Petrol sistemi kavramı da bu doğrultuda gelişmiş bir olgudur. Sedimanter bir havzanın gelişimi sırasında hidrokarbon jenerasyonu ve göçünün iyi bilinmesi, basen tarihcesi ve jeodinamiği ile yakından ilgilidir. Bu da petrol sisteminin niteliğinin

belirlenmesi ve petrol varlığının tahmininde önemli öğelerdir. Sedimanter veya tektonik faktörler genellikle tipik bir örnek olarak bir platform basende, büyük yaylar veya diverjan kenarlarda bir deltapik sistemin varlığını ortaya koyar. Bir petrol sistemi değişik havzalarda lokalize olabilecek petrol araştırması için gerekli öğeleri bünyesinde bulunduran kavram ve araştırma konusudur.

Kısaca "petrol sistemi" araştırması sedimanter bir havzanın oluşum mekanizmasının açıklanması yanında hidrokarbon oluşum, taşınma ve yerleşimi ile ilgili çalışmalarda bir metodoloji ve mekanizma belirleme değerlendirmeleri olarak addedilebilir.

Türkiye'de petrol ve gaz üretiminin yapıldığı iki büyük petrol alanı bulunmakla birlikte (Güneydoğu Anadolu ve Trakya Havzası) bu yörelerde yukarıda anılan mekanizmaları tüm aşamalarıyla ele alan geniş ölçekli "petrol sistemi" çalışmaları henüz mevcut değildir. Ancak, sistem çalışmalarının belli aşamalarını oluşturabilecek nitelikte olmak üzere Yalçın (1992), Sarı ve Sonel (1995), İnan ve Yalçın (1997) tarafından bilgisayar modellemesi ve petrol türünün hesaplanmasıyla ilgili bazı incelemeler yapılmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altunsoy, M., ve Özçelik, O., 1995, Zara - İmranlı (Sivas) güneyi Tersiyer çökellerinin petrol anakayası özellikleri: SDÜ, Müh.-Mim. Fak. Derg., 8, 1-19.
- Allan, J., ve Creaney, S., 1991, Oil families of the Western Canada Basin: Bull. Can. Petrol. Geol., 39, 2, 107-122.
- Bally, A.W., 1975, A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences: Proc. 9 th. World Petroleum Congress (Tokyo), 2, 33-34.
- Bally, A.W., ve Snelson, S., 1980, Facts and principles of world petroleum occurrence: realms of subsidence: Mem. Can. Assoc. Pet. Geol., 1-94.
- Beydoun, Z.R., 1986, The petroleum resources of the Middle East: a review Jom.Petr. Geol., 9, 5-28.
- Creaney, S., ve Allan, J., 1990, Hydrocarbon generation and migration in the Western Canada sedimentary basin. In: Classic Petroleum Province. Brooks, J., (Ed.), Geol. Soc. Sp. Publ., 50, 189-202.
- Demaison, G., 1977, Tar-sands supergiant oil fields: AAPG Bull., 61, 11, 1950-1961.
- Demaison, G., Holck, A.J.J., Jones, R.W., ve Moore, T., 1984, Predictivite source bed stratigraphy: a guide to regional petroleum occurrence: Proceeding of the Eleventh World Petroleum Congress, v.2, p. 17-29.
- Demaison, G., ve Huizinga, B.J., 1991, Genetic classification of petroleum basins: AAPG Mem., 75, 10, 1626-1643.
- Dow, W. G., 1974, Application of oil correlation and source rock data to exploration in Williston basin: AAPG Bull., v.58, 1253-1262.
- Doust, H., ve Ormatsola, 1991, Niger Delta. Divergent passive margin basin: AAPG Mem., 48, 201-238.
- Downey, M.W., 1984, Evaluating seals for hydrocarbon accumulations: AAPG Bull., 68, 1752-1763.
- Ghignone de Andrade, G., 1970, General geology and major oil fields of the Reconcavo basin, Brazil: AAPG Mem., 14, 337-358.
- Green, A.R., 1983, Future petroleum province exploration: 11 th. World Petr. Cong., London, 2, 167-177.
- Illing, V.C., 1939, Some factors in oil accumulation: Journal of the Institute of Petroleum: v.25, no:26, p.201-255.
- İnan, S., ve Yalçın, M.N., 1997, Evolution of the thermal maturity in the Thrace Basin:Revisited: Turkish Journal of Earth Sciences, 6, 1, 21-32.
- Hunt, J.M., 1990, Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments: AAPG Bull., 74, 1-12.
- Kingston, D.R., Dishom, C.P., ve Williams, P.A., 1983, Hydrocarbon plays and global basin classification: AAPG Bull., 67, 12, 2194-2198.
- Klemme, H.D., ve Ulmishak, G.F., 1992, Effective petroleum source rocks of the world stratigraphic distribution and controlling depositional factors: AAPG Bull.
- Krause, H.H., ve James, K.H., 1990, Hydrocarbon resources of Venezuela, their source rocks and structural habitat: Circum Pasific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series, 11, 405-414.
- Leighton, ve Kolata, 1991, Interior cratonic basins: AAPG Mem., 61, 729-798.
- Miller, J.B., Edwards, K.L., ve Wolcot, P.P., 1958, Habitat of oil in the Maracaibo basin, Venezuela. In: Habitat of oil, Weeks, L.E., (Ed.), AAPG Mem., 601-640.
- Mohriak, W.V., Mello, M.R., Dewey, J.F., ve Maxwell, J.R., 1990, Petroleum geology of the Campos basin, offshore Brazil; In: Classic Petroleum Provinces, Brooks, J., (Ed.), Geol. Soc.Spec. Publ., 50, 119-141.
- Mueller, E., Philp, R.P., ve Allen, J., 1995, Geochemical characterization and relationship of oils and solid bitumens

- Pegrum, R.M.M., ve Spencer, A.M., 1990, Hydrocarbon plays in the northern North Sea. In: Classic petroleum provinces: Brooks J. (Ed.), Geol Soc. Spec. Publ., 50, 441-470.
- Perrodon, A., 1980, Geodynamique petroliere: genese et repartition des gisements D'hydrocarbures: Paris, Masson-Elf-Aquitaine, 381p.
- Perrodon, A., 1983, Godynamique des basins sedimentaires et systems petroliers (Sedimentary basin geodynamics and "petroleum systems"): Bulletin des Centres de Recherches Exploration - Production Elf - Aquitaine, v.7, 645-676.
- Perrodon, A., ve Zabek, J., 1991, Paris basin. In: Interior cratonic basins: AAPG Mem., 61, 633-679.
- Perrodon, A., 1992, "Petroleum Systems: Models and Applications": Journal of Petr. Geol., 15, 3, 319-326.
- Pratsch, J.C., 1982, Focused gas migration and concentration of deep - gas accumulation: Erdoel und Kohle, Erdgas, Petrochemie, 35, 59-65.
- Price, L.C., 1980, Utilization and documentation of vertical oil migration in deep basins: Journal of Petroleum Geology, 2, 353-387.
- Said, R., 1962, The geology of Egypt: Elsevier, Amsterdam.
- Sarı, A., ve Sonel, N., 1995, Bir bölgede kaynak kayanın türetebileceği petrol miktarının hesaplanmasına Türkiye'den örnekler: Türkiye Enerji Bülteni, 2, 20-27.
- Schowalter, T.T., 1979, Mechanics of secondary hydrocarbon migration and entrapment: AAPG Bul., 63, 723-760.
- Schwarzkopf, T.A., 1990, Relationship between petroleum generation, Migration and sandstone diagenesis, Middle Jurassic, Gifhorn Trough, N. Germany: Mr. Petr. Geol., 7, 153-168.
- Sluijk, D., ve Nederlof, M.H., 1984, Worldwide geological experience as a systematic basis for prospect appraisal. In: Petroleum geochemistry and basin evaluation. Demaison, G., ve Muris, G.J., (Eds), AAPG Mem., 35, 15-26.
- Smith, L., ve Forster, C., 1989, Interaction between fault zones, fluid flow, and heat transfer at basin scale (abs.), 28 th. International Geology Cong., Abstracts, Washington, DC, July 9-19.
- Stonely, R., 1981, Petroleum: the sedimentary basin. Economic Geology and Geotectonics, 51-71. J.Wiley & Sons.
- Stonely, R., 1990, The Middle East basin: a summary overview. In: Classic Petroleum Provinces: Brooks, J., (Ed.), Geol Soc. Sp. Publ., 50, 293-298.
- Talukdar, S.C., 1991, Petroleum systems of the Eastern Venezuela Basin: AAPG Bull., 75, 3, 679.
- Teisserenc, P.M., ve Villemin, 1991, Sedimentary basin of Gabon - geology and oil systems. Divergent/passive margin basins: AAPG Mem., 48, 117-200.
- Tissot, B.P., Demaison, G., Masson, J., Delteil, R., ve Combaz, A., 1980, Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins: AAPG Bull., 64, 2051-2063.
- Tissot, B.P., Pelet, R., ve Ungerer, P., 1987, Thermal history of the sedimentary basin, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation: AAPG Bull., v.71, 1445-1466.
- Yalçın, M.N., 1990, Hidrokarbon aramalarında bilgisayar destekli havza modelleri: Türkiye 8. Petrol Kongresi, 228-239.
- Yalçın, M.N., 1992, Simulation of hydrocarbon generation in sedimentary basins: Turkish Journal of Earth Sciences, 1, 27-33.

SİVAS-GÜRÜN NEOJEN GÖLSEL HAVZASI MERKEZİ KESİMİNİN MİNERALOGİSİ VE JEOKİMYASI

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF CENTRAL PART OF SİVAS-GÜRÜN NEOGENE LACUSTRINE BASIN, CENTRAL ANATOLIA

Hüseyin YALÇIN

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ : Kapalı bir havzayı temsil eden ve hemen hemen hiç kırıntılı malzeme girişi olmayan Gürün Neojeni (Gürün formasyonu) 300-800 m arasında değişen kalınlıklara sahip kimyasal ve volkanik kayalardan oluşmaktadır. Kimyasal kayaları, jips arakatlıları (2-3 cm) içeren laminalı-ince tabakalı killi-karbonatlı kayalar (kilitaşı, marn, killi kireçtaşı, kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı) temsil etmektedir. Killi-karbonat kayaları bolluk sırasına göre, düşük Mg-kalsit, aragonit, Ca- ve ideal dolomit, kil (yaygın olarak di- ve trioktahedral smektit, daha az illit, palygorskit, karışık tabakalı illit-smektit, klorit, kaolinit), kuvars ve eser miktarda volkanojenik bileşenler (biyotit, hornblend, volkanik kayaç parçaları) içermektedir. Volkanikler kimyasal kayalar içinde sil (2-25 m), daykimsı sokulumlar (1-2 km²), aglomera/breş ve piroklastikler (2-10 m) halinde bulunmaktadır. Volkanik kayalarda belirlenen mineraller iki farklı parajenez oluşturmaktadır: intersertal-amigdaloidal ve porfiritik dokulu bazaltik andezitlerde plajiyoklaz + olivin + ojit ve porfiritik dokulu andezitlerde plajiyoklaz + ojit + enstatit + kersutit. Ortaç ve kalkalkali bileşime sahip Gürün volkaniklerinin çarpışma magmatizmasının ürünü olan Yamadağı (Ayrancı) volkanizmasının eşdeğeri olduğu düşünülmektedir. Gürün Neojeni, stratigrafik dizilim ve litolojik-mineralojik özellikleri bakımından Batı Anadolu'daki boratlı ve tronali basenlerinden oldukça farklı, buna karşın Burdur Neojeni'ne benzerlik göstermektedir. Daha derin kesimleri bilinmemekle birlikte, Gürün Neojeni'nin endüstriyel hammadde potansiyeli bakımından önem taşımadığı sonucuna varılmıştır.

Anahtar Kelimeler : Gölsel, Neojen, Mineraloji, Jeokimya, Kil, Karbonat,

ABSTRACT : The Gürün Neogene (Gürün formation) basin represents a closed basin with no almost an influx of detrital material, and is consisted of chemical and volcanic rocks with a thickness of 300-800 m. Chemical rocks are represented by laminated-thin bedded clayey-calcareous rocks (claystone, marl, clayey limestone, limestone, dolomite, dolomitic limestone) including gypsum intercalations (2-3 cm). Clayey-carbonate rocks contain low Mg-calcite, aragonite, Ca- and ideal dolomite, clay (commonly di- and trioktahedral smectite; less illite, palygorskite, mixed-layered illite-smectite, chlorite, kaolinite), quartz in abundance order and trace amounts of volcanogenic constituents (biotite, hornblende, volcanic rock fragments). Volcanics are found as sills (2-25 m), dike-like intrusions (1-2 km²), breccia/agglomerate and pyroclastics (2-10 m) within chemical rocks. Minerals in the volcanic rocks form of two different paragenesis : plagioclase + olivine + augite in the basaltic andesites with interstitial-amygdaloidal and porphyritic texture and plagioclase + augite + enstatite + kersutite in the andesites with porphyritic texture. It is thought that the Gürün volcanics having typically intermediate and calc-alkaline in composition are the same of the Yamadağı (Ayrancı) volcanics which are the products of collision magmatism. On the basis of stratigraphic sequence and lithologic-mineralogic features, Gürün Neogene is fairly different from borate- and trona-bearing Neogene basins in the western Anatolia, whereas it is similar to Burdur Neogene. As a conclusion, the Gürün Neogene have not considerable potential on account of industrial raw materials, although its deeper parts are not known.

Key words : Lacustrine, Neogene, Mineralogy, Geochemistry, Clay, Carbonate

GİRİŞ

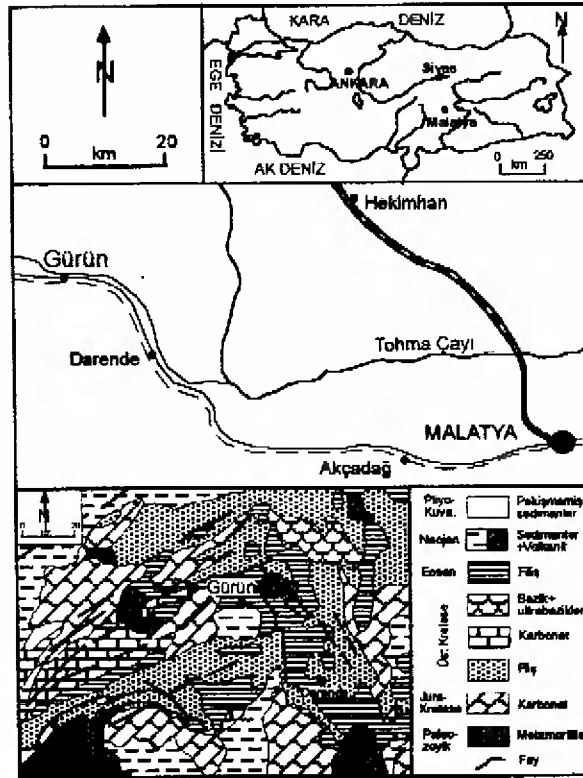
Çalışma alanı Sivas il sınırları içerisinde, Malatya'nın yaklaşık 100 km kuzeybatısında yer alan Gürün ilçesi ve çevresini kapsamaktadır (Şekil 1). 1/25.000 ölçekli Elbistan K38-a₃ ve K38-b₄ paftalarında bulunan çalışma alanı, yaklaşık olarak 200 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. Çalışma alanı ve çevresinde birçok araştırma bulunmakla birlikte, bunlar çoğunlukla yayımlanmamış rapor niteliğindedir. Bunlardan en önemlileri Kurtman (1978), Altunsoy (1990), Atabey vd. (1994) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışmada, kimyasal sedimantasyon ve volkanizma arasındaki etkileşim saptanarak Gürün havzasının olası endüstriyel hammadde olanaklarının tartışılması amaçlanmıştır. Bu amaca ulaşmak için; a-Kimyasal kayaların yanal ve düşey yöndeki mineralojik ve jeokimyasal dağılımlarının belirlenmesi (kil ve karbonat minerallerinin alansal dağılımlarının, oluşumlarının, ana ve iz element içeriklerinin saptanması, diyajenez ve alterasyon süreçlerinin belirlenmesi), b-Volkanik kayaların petrokimyasal ve petrolojik özelliklerinin belirlenmesi (ana ve iz element içeriklerinin saptanması, adlandırılması, sınıflandırılması) yoluna gidilmiştir.

STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

Gürün havzasının temelini otokton ve allokton kaya birimleri oluşturmaktadır olup, havza eğim atımlı normal faylar ile sınırlandırılmıştır (Şekil 1 ve 2). Otokton Geyikdağı Birliği'nin (Özgül, 1976) Gürün görel otoktonuna (Atabey, 1993) ait birimler tarafından tanımlanan resifal kireçtaşı arakatkılı kumtaşı-silttaşı-şeyl ardalanmasından oluşan Üst Devonyen yaşlı Gümüşali formasyonu Demirtaşlı (1967), masif kireçtaşı ve dolomit ile temsil edilen Jura-Kretase yaşlı Yüceyurt formasyonu (Aziz ve Erakman, 1980), kumlu ve killi kireçtaşı-mam ardalanmasından oluşan Üst Kretase yaşlı Akdere formasyonudur (Aziz vd., 1979). Allokton kaya birimleri ise Triyas-Kretase yaşlı Munzur Kireçtaşı (Özgül vd., 1981), Üst Kretase yaşlı Pınarbaşı ofiyolitleridir (Aziz vd., 1982). Örtü kaya birimleri tabanda konglomeraların üstte fosilli kireçtaşlarının egemen olduğu Arpaçukuru üyesi (Aziz vd., 1982) ve kalkarenit-kumtaşı litolojileri içeren Başören üyesi (Atabey, 1993) ile temsil edilen Demirolok formasyonu (Özgül vd., 1973), iri taneli silisiklastik kayalardan oluşan Oligo-Miyosen (?) Gövdelidağ formasyonu (Aziz ve Erakman, 1980) ve son olarak Miyosen yaşlı Gürün formasyonu (Kurtman, 1978) ile Yamadağ volkanitleridir (Bozkaya ve Yalçın, 1992).

Bu çalışmada ayrıntılı olarak incelenen örtü kaya birimlerinden Gürün formasyonu,

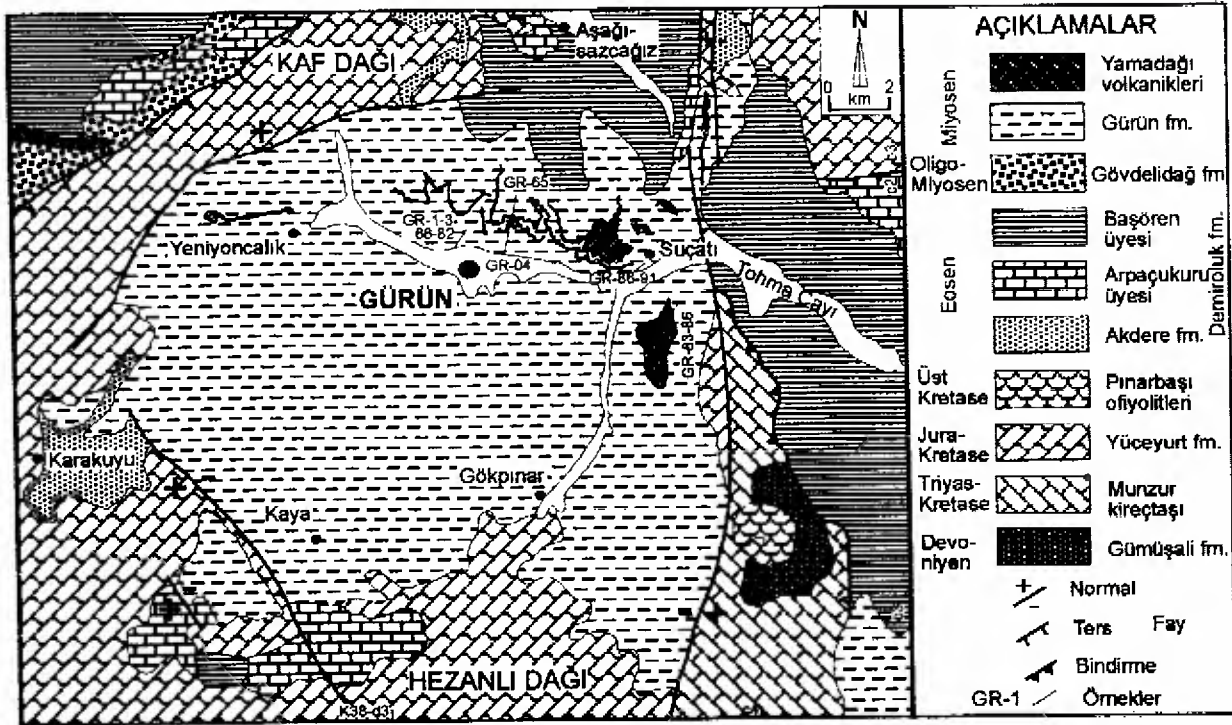


Şekil 1. Gürün Çevresinin Yerbuldur ve Bölgesel Jeoloji Haritası (Bingöl, 1989'den basitleştirilerek).

Figure 1. Location and regional geology map of Gürün surrounding (simplified from Bingöl, 1989).

killi-karbonatlı kayalardan oluşmaktadır (Şekil 3). Birim kötü boylanmış, ofiyolit ve kireçtaşı çakıllarından oluşan konglomeralar ile başlanmaktadır (Altunsoy, 1990). Bu seviyenin üzerinde yataya yakın konumlu lamine ve/veya ince tabakalı killi-karbonatlı kayalar (kilitaşı, mam, killi kireçtaşı, kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşı) yer almaktadır. Killi kayalar yeşil-kahverengi, kireçtaş ve dolomitik kireçtaşları gri-sarı-kem, dolomitler ise beyaz renklidir. Bu kayalar ile arakatkılı olarak 2-3 cm'lik kahverengi-beyaz, lifsi ve/veya ince tabakalı jipsler bulunmaktadır. Killi kireçtaşları içinde kömürlü seviyelere rastlanıldığı belirtilmektedir (Altunsoy, 1990). Birimin kalınlığı Kurtman'a (1990) göre 700-800 m, Atabey vd.'ne (1994) göre 300-700 m'dir.

Yamadağ volkanitleri, killi-karbonatlı kayaç tabakaları arasında sil konumunda ve bunları keser kütleler halinde bulunmaktadır. İki seviyede gözlenen sillerin kalınlıkları 2-25 m arasında değişmektedir. Bir merkezden itibaren yayılarak tabakalar arasına yerleşen lav akıntılarını birbirine bağlayan yer yer ince bacalar



Şekil 2. Gürün Çevresinin Jeoloji Haritası (Kurtman, 1978 ve Atabey vd., 1994'den basitleştirilerek)
Figure 2. Geology map of Gürün surrounding (simplified from Kurtman, 1978 and Atabey et al., 1994).

da gözlenmektedir (Kurtman, 1978). Daykimsı sokulmalar biçimindeki volkanik kütleler 1-2 km² bir alanı kapsamakta olup, alt kesimlerinde akma yapıları, üst kesiminde ise sütun yapıları gözlenmektedir. Ayrıca, altı seviyede 2-10 m kalınlığında yer yer volkanik breş ve aglomeralar ile piroklastiklere de rastlanılmaktadır. Genellikle siyah renkli olan volkanikler, yer yer sünger yapıları olup, gözeneklerinde (mm-1 cm) yeşil (kil) ve/veya beyaz renkli (lifi karbonat) bozunma ürünleri de gelişmiştir. Lav-sedimanter kayaç dokanağında breşleşmeler, kahverengi pişme zonları ve rekristalizasyonlar belirgindir. Ayrıca, volkaniklerde 10-40 cm çapında küresel bozunmalar da gözlenmektedir. Beyaz renkli bu topçuklar kırmızı renkli killeşmiş bir zon (2-3 cm) ile çevrelenmiştir.

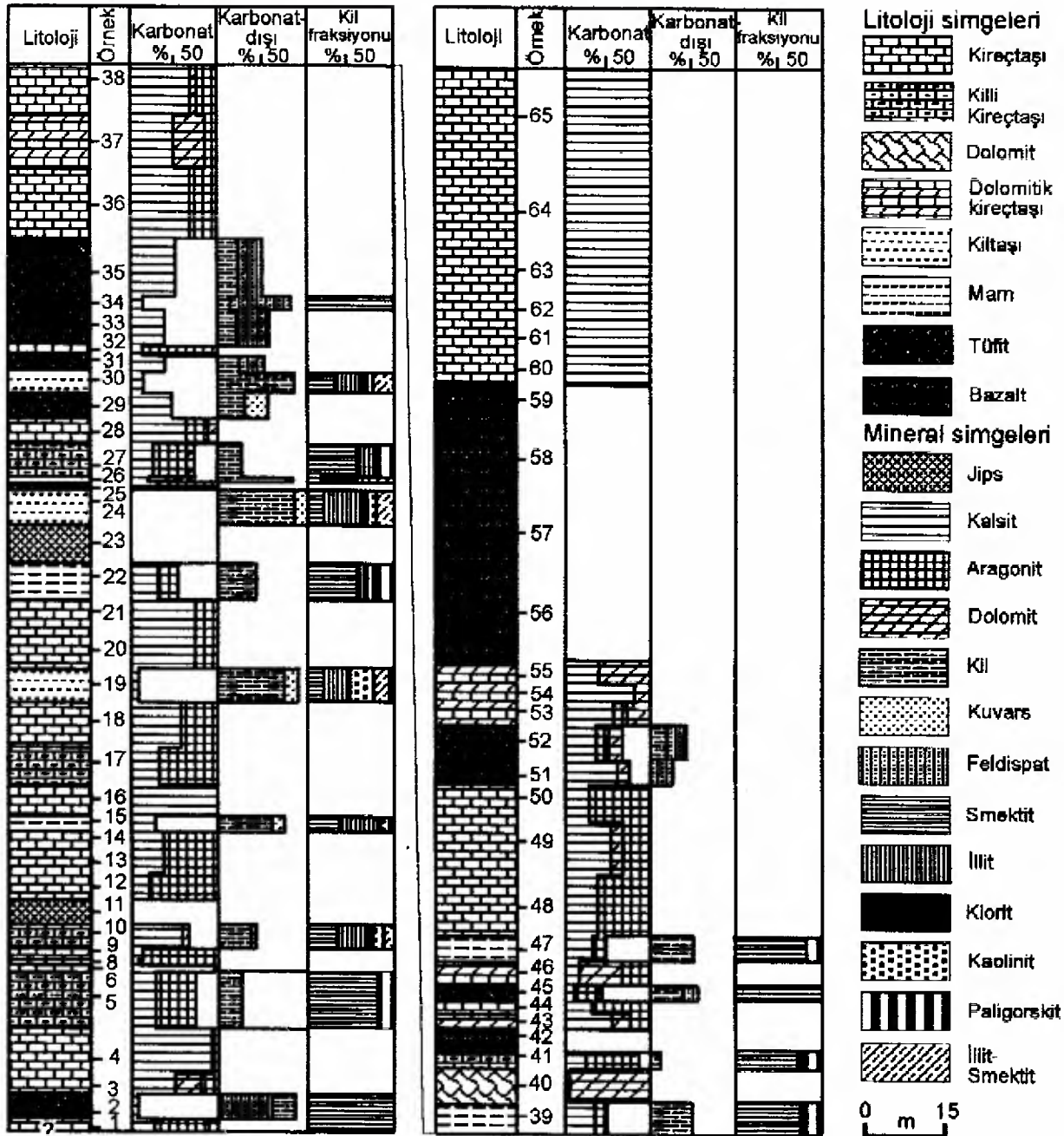
MATERYAL VE YÖNTEM

Gürün havzası tekdüze olması nedeniyle sadece merkezi kesiminden noktasal ve ölçülü kesitler boyunca toplam 91 adet kayaç örneği almakla yetinilmiş ve Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) yıkandıktan sonra çeşitli işlemlerden geçirilmiştir. Optik mikroskop incelemeleri (OM), hazırlanan lam preparatları (ince kesit) üzerinde Nikon marka, binoküler alttan

aydınlatmalı polarizan mikroskopunda yapılmıştır. Bu incelemeler yaygın olarak volkanikler ve kısmen de karbonat kayaçlarında uygulanmıştır. İnce-kesit petrografisi ile kayacı oluşturan bileşenler ve bunların dokusal özellikleri tanımlanarak kayaçların adlandırılmalarının yanı sıra; diyajenez, alterasyon ve bozunma ürünleri, dolayısıyla minerallerin oluşum ve kökenleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

XRD çözümlenmeleri Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde CuK_α ışınması kullanılarak yapılmış ve ince taneli sedimanter kayaçların tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri (< 2 µm) tanımlanmış ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır (Gündoğdu, 1982).

Sedimentasyon yöntemi ile ayrılan kil fraksiyonu difraktogramları normal (havada kurutulmuş), glikolleme (60 °C de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama (490 °C de 4 saat fırında ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir. d-mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak kullanılmıştır. Çekimlerde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı 20=2-30° (hata miktarı ±0.04°) olarak ayarlanmıştır. Daha sonra



Şekil 3. Gürün formasyonunun litolojik ve mineralojik dikey dağılımı.
Figure 3. Lithologic and mineralogic vertical distributions of Gürün formation.

difraktogramlardan itibaren kil minerallerinin tanımlanması (001) bazal yansımalarına göre yapılmış, pik şiddetlerinden ve mineral intensite faktörlerinden (Biscay, 1965; Sirocko ve Lange, 1991, Moore ve Reynolds, 1997) yararlanılarak kil minerallerinin yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır.

Smektitlerin b_0 parametresi ise $d_{(060)}$ yansıması üzerinde kuvarsın (211) piki ($2\theta = 59.97^\circ$, $d = 1.541 \text{ \AA}$) referans alınarak, $2\theta = 59.63^\circ (\pm 0.01^\circ)$ kayıt aralığında ve $1^\circ/\text{dak}$ gony-

ometre hızında ölçülmüştür (Caille-re ve Hénin, 1963; Grim, 1968; Weaver ve Pol-lard, 1973; Brown ve Brindley, 1980).

Dolomit ve kalsitlerin $d(104)$ yansımala-nı yardımıyla bu minerallerin % mol MgCO_3 içe-rikleri Goldsmith ve Graf'ın (1958a) geliştirdiği korelasyon diyagramından itibaren $d(104)A^\circ = 0.003(\% \text{ mol } \text{MgCO}_3) + 3.036$ regresyon eşitliği ile hesaplanmıştır. $d(104)$ yansımalarının ölçülmesinde kuvarsın (211) piki ($2\theta = 26.644^\circ$,

$d=3.343 \text{ \AA}$) referans alınarak iç standart yöntemi kullanılmıştır. Ölçümler $2\theta = 20-32^\circ (\pm 0.01^\circ)$ kayıt aralığında ve $1^\circ/\text{dak}$. gonyometre hızında yapılmıştır.

Tüm kayaç ve kil bazında yapılan ana ve iz/eser element çözümlenmeleri, Rigaku marka 3270 model X-ışınları floresans spektrometresinde (XRF), toz örnek Al-kapsüllere konulup, yaklaşık 10 tonluk yük altında preslenerek elde edilen pastiller üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu çözümlenmelerde çoğunlukla karbonat içermeyen ve kil mineral içerikleri yüksek kiltası ve volkanikler seçilmiştir. Kimyasal analizler USGS (Flanagan, 1976) ile CRPG, GIT-IWG ve ANRT (Govindaraju, 1989) kayaç standartları eşliğinde yapılmış olup, doğruluk ana elementlerde ± 2 , eser/iz elementlerde ± 5 mertebindedir. 10 adet ömekte ana elementler % oksit cinsinden SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ve iz elementler ppm cinsinden Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, S, Rb, Ba, Sr, Ga, Nb, Zr, Y ve Th elementlerini kapsamaktadır. Ateşte kayıp (LOI) ise örneğin etüvde 110°C de bir gece (yaklaşık 16 saat) kurutulduktan sonra, fırında 1000°C deki H_2O ve uçucu bileşenlerinin % ağırlığına karşılık gelmektedir.

Karbonat fazındaki analizler atomik absorpsiyon spektrometresinde (AAS) yapılmıştır. Monominerali olan karbonat kayaçlarının kimyasal analizlerinde 1 gr örnek 1N'lik HCl ile asitleme işleminden geçirilerek karbonat minerallerinin yapısında bulunan elementler çözeltiye alınmıştır. Çözme işlemi mümkün olduğunca hızlı bir biçimde gerçekleştirilerek, özellikle kil minerallerinin çözünmesinden veya adsorbe konumdaki iyonlar kaynaklanan çözeltiye geçme süreci önlenmeye çalışılmıştır. Çözme işleminden sonra genellikle silikat ve organik malzemeden oluşan karbonat dışı fraksiyon tartılarak çözünen miktar hesaplanmıştır. Karbonat fraksiyonunun bileşimi Fe, Mn, Mg, Na, K, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Rb, Li ve Sr elementleri ile belirlenmiştir.

MİNERALOGİ-PETROGRAFİ

Optik mikroskop incelemeleri

Karbonat kayaçlarında ortokemi kalsit, aragonit ve/veya dolomitin temsil ettiği mikrit ve mikrosparit, allokemleri eser miktarda ($< \% 1$) bulunan gastropoda kavkıları, diyajenetik mineralleri killer ve kuvars, eser miktardaki volkanojenik bileşenleri biyotit, homblend ve volkanik kayaç parçacıkları oluşturmaktadır. Folk (1968) sınıflamasına göre bu kayaçlar mikrosparit, dolomitli mikrosparit, dolomikrosparit, kalsitli do-

lomikrosparit, dolomitli mikrit, mikrit, kalsitli dolospait ve spait olarak tanımlanmıştır. Karbonat kayaçlarında yer yer mikrolaminasyonlar da gözlenmiştir. Lavlar ile kontakt halinde bulunan karbonat kayaçları ise iri sparitik dokuda olup, bunlarda breşleşmelere ve laminasyonlar ve/veya çatlak düzeyinde Fe-oksit sıvamalarına rastlanılmaktadır.

Volkanik lav ve breşlerde belirlenen mineraller açık renkli bileşenlerden plajiyoklaz, koyu renkli bileşenlerden ise yer yer serpantinleşmiş ve/veya iddingsitleşmiş olivin, piroksen (ojit, enstatit), yer yer opasitleşmiş kersutit ve Fe-oksitlerdir (opak). Bunlar iki farklı parajenez oluşturmaktadır: plajiyoklaz + olivin + ojit ve plajiyoklaz + ojit + enstatit + kersutit. Streckeis (1978) sınıflamasına göre, bunlar bazalt ve andezit olarak adlandırılmıştır. Bunlardan bazaltların fenokristallerini olivin ile plajiyoklaz; andezitlerin fenokristallerini ise enstatit, ojit, plajiyoklaz ve kersutit oluşturmaktadır. Mackenzie vd.'nin (1988) tanımlamalarına göre, bazaltlar intersertal-amigdaloidal ve porfiritik, andezitler ise porfiritik dokulu olmak üzere üç farklı dokusal özelliğe sahiptir. Volkaniklerin bağlayıcı malzemesini yer yer killeşmiş volkanik cam ve plajiyoklaz mikrolitleri, kısmen de piroksen ve opak mineralleri oluşturmaktadır.

Amigdaloidal dokulu volkanik kayaçlarda genellikle 1-2 mm çapındaki küresel ve oval amigdallerde yaygın olarak kalsit, kısme de klorit ve silis bulunmaktadır. Amigdallerdeki kalsitler yelpaze biçiminde sönen kristal toplulukları halinde bulunmakta olup, yeşilimsi kil mineralleri ile çevrelenmiştir.

Volkanik breş/aglomeralar vitrofinik-porfinik dokuya sahip olup, fenokristallerini ojit ve plajiyoklaz, bağlayıcı malzemesini genellikle volkanik cam ve plajiyoklaz mikrolitleri, kısmen de piroksen ve opak mineralleri temsil etmektedir. Bağlayıcı malzemede palagonitleşme ve killeşmeler de yaygındır.

Vitroklastik dokulu piroklastik kayaçlar, bolluk sırasına göre volkanojenik kökenli cam, bazaltik kayaç parçaları, plajiyoklaz, ojit, homblend ve eser miktarda kuvars; kimyasal ve/veya diyajenetik kökenli karbonat ve kil mineralleri belirlenmiştir. Epiklastik bileşen ise hiç gözlenmediği bu kayaçlarda ince ve iri piroklastik bileşenlerin dizilimi ile ortaya çıkan mikrolaminasyonlar da gözlenmiştir. Piroklastik kayaçlar tane boyuna ve piroklast (cam, pomza, kristal/kristal parçaları ve volkanik kayaç parçacıkları) / (epiklast + kimyasal + organik) bileşenlerin oranına göre (Schmid, 1981), tüflü kumtaşı olarak adlandırılmıştır. Mineralojik bileşimi an-

X-ışınları incelemeleri

Minerallerin dikey dağılımlarına göre (Şekil 3), kimyasal kökenli kayalarda karbonat, volkanojenik kayalarda ise feldispat ve kil miktarı ayırt edici olmakta ve bu seviyeler ardalanmalı biçimde izlenmektedir. Kimyasal kökenli kayalarda bolluk sırasına göre kalsit, aragonit, dolomit, kil ve kuvars minerallerinin varlığı saptanmıştır. Kalsit örneklerin hemen hemen tamamında bulunmaktadır. Aragonit yarısından fazlasında, dolomit ve kil mineralleri yaklaşık üçte birinde, kuvars ise yedide birinde kayaların bileşimine katılmaktadır. Kalsit ve dolomit karbonat kayaların tek bileşeni olabildiği aşağıdaki parajenezleri de oluşturmaktadır : kalsit + aragonit + dolomit, kalsit + aragonit, kalsit + dolomit. Killi karbonat kayalarında ise bu birliklere kil minerallerinin yanı sıra, yer yer kuvars ta az miktarda katılmaktadır.

Kil boyu bileşenlerini bolluk sırasına göre smektit, illit, paligorskit, karışık tabakalı illit-smektit, klorit ve kaolinit mineralleri oluşturmaktadır. Smektit örneklerin tümünde, illit yaklaşık üçte ikisinde, paligorskit, klorit ve kaolinit yarısında, karışık tabakalı illit-smektit üçte birinde bulunmaktadır. Bunlardan bazılarının tipik difraktogramları Şekil 4'de sunulmuştur. Smektitce zengin 5 örneğin kil fraksiyonunda bu mineral, 4 örnekte dioktahedral (1.498-1.506, ortalama 1.502), 1 örnekte ise trioktahedral (1.513) bileşimindedir.

Dolomit ve kalsitlerin d(104) yansımalarının yardımıyla bu minerallerin % mol $MgCO_3$ içerikleri hesaplanmıştır (Çizelge 1). Elde edilen verilere göre, 9 örnekte dolomitlerin d(104) pik değerleri 2.885-2.920 Å arasında değişmektedir. Bu değerler dolomitler % mol olarak 39-50 arasında $MgCO_3$ içermektedir. Dolomitler, bir örnek hariç (GR-40) karbonat minerali olarak dolomitin egemen olduğu kayalarda (GR-68, -88, -89) ideal bileşimde iken, kalsit ve/veya aragonitli örneklerde Ca-dolomit bileşimine sahiptir. Nitekim saf dolomitlerde $2\theta = 32-38^\circ$ ve $65-72^\circ$ arasındaki d(00.6, 01.5, 11.0, 03.0 ve 00.12) pikleri belirgin olup, Goldsmith ve Graf'ın (1958b) tanımladığı ideal dolomiti yansıtmaktadır. 12 örnekte kalsitlerin d(104) pik değerleri 3.036-3.028 Å arasında değişmekte olup, yine Goldsmith ve Graf'ın (1958a) diyagramına göre, bu değerler % mol olarak 0-3 arasında değişen $MgCO_3$ içeriğine karşılık gelmektedir (Çizelge 1). Chave (1954a ve 1954b) kalsitleri $MgCO_3$ içeriklerine göre, düşük Mg-kalsit (< % 4 mol $MgCO_3$) ve yüksek Mg-kalsit (% 4-30 mol $MgCO_3$) olmak üzere ikiye ayırmıştır. Yüksek

Mg-kalsitler, Milliman (1974) tarafından ortaç Mg-kalsitler (% 4-12 mol $MgCO_3$) ve dar anlamda yüksek Mg-kalsitler (% 12-28 mol $MgCO_3$) biçiminde tekrar bölümlendirilmiştir. Bu ölçütlere göre, incelenen örneklerde kalsitler düşük Mg-kalsit bileşimindedir.

El örneği ve OM düzeyinde yüzeysel bozunma gösteren volkaniklerde, bunların parçalı ürünlerinde ve gözenek dolgularında XRD incelemeleri yapılmıştır. Belirlenen mineraller bolluk sırasına göre altere volkaniklerde kil mineralleri, feldispat, kalsit, kuvars, opal-CT ve opal-A; bunların gözenek dolgularında kalsit veya kalsit, aragonit ve dolomit saptanmıştır. Tüfitlerde ise kil mineralleri, kalsit, aragonit, dolomit feldispat ve kuvars mineralleri saptanmıştır. Bunlardan kalsit ve dolomit ile bir örnek hariç kil mineralleri tüm örneklerde, aragonit ve dolomit örneklerin yaklaşık yarısında bulunmaktadır.

Yüzeysel bozunma gösteren volkanik ve breş/aglomeralar ile tüfitlerin mineral ve özellikle matrisinde gelişen kil mineralleri çoğunlukla smektittir (% 80-100). Smektitler kil fraksiyonunu tek başına oluşturabildikleri gibi, bu minerale bazı örneklerde de karışık tabakalı illit-smektit (I-S) de eşlik etmektedir. I-S' ler birinci diziyeye ait piklerinin gözlenmemesi nedeniyle düzenli bir yapıya (rekortit) sahip değildir. 6 örnekte yapılan d(060) ölçümlerine göre smektitler üçünde trioktahedral (1.516-1.511, ortalama 1.512), diğer üçünde ise dioktahedral (1.498-1.505, ortalama 1.503) bileşimindedir.

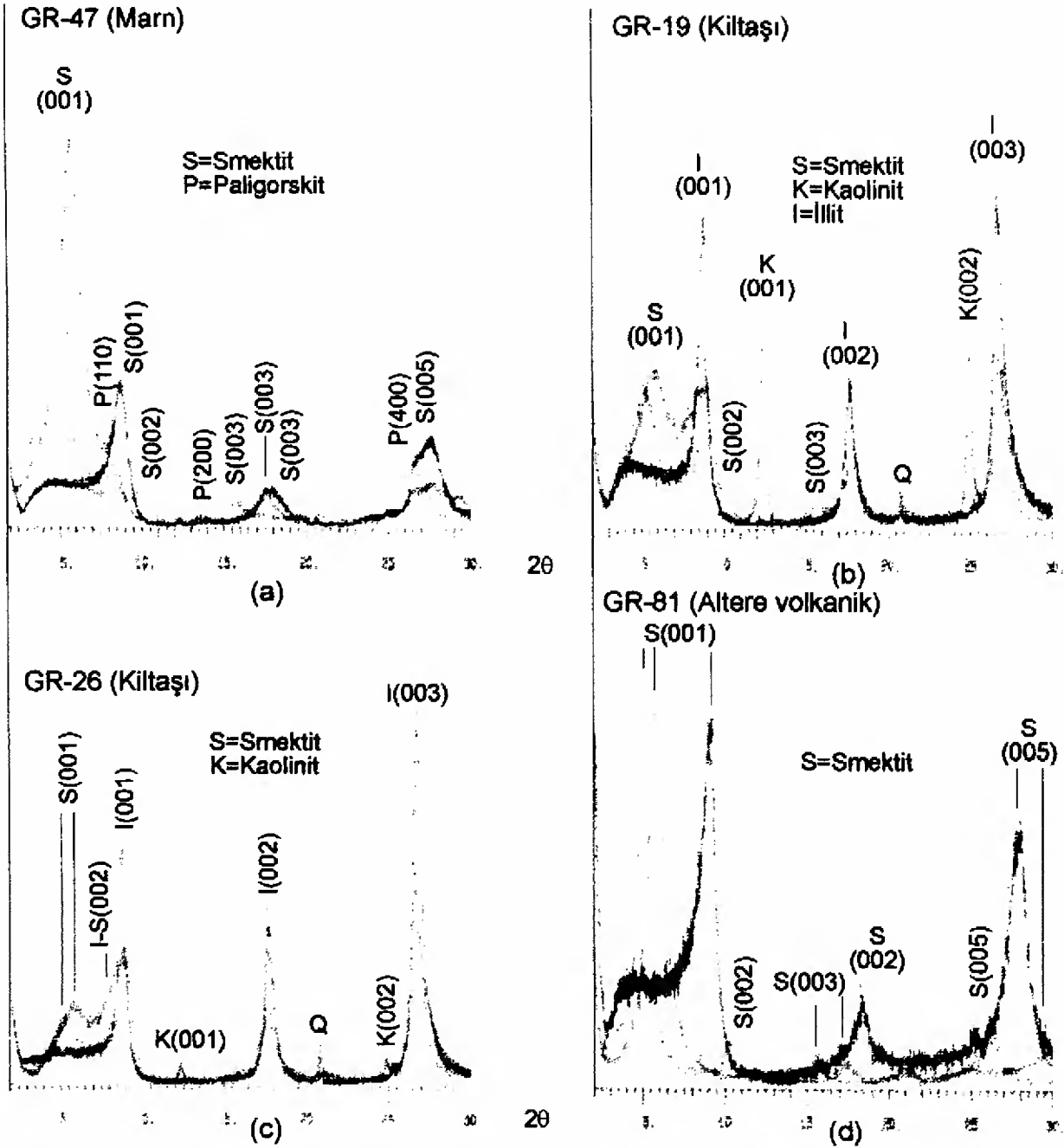
JEOKİMYA

Volkanojenik Kayaçlar

Volkanojenik kayalarda yapılan kimyasal analiz sonuçları Çizelge 2 de verilmiştir.

Volkanik kayaların SiO_2 içerikleri % 52.52-59.49 arasında değişmekte olup; tipik ortaç bileşimli (% 52-63) yansıtmaktadır. Volkaniklerde alümine içeriğine göre (Hughes, 1982) moleküler $Al_2O_3 / (Na_2O+K_2O+CaO)$ oranı 1'den küçük olup; subalüminalı $Al_2O_3 \cong Na_2O+K_2O$ kayaçlar grubuna girmektedir.

Volkanik kayaçlar ana ve iz element içeriklerine göre çeşitli araştırmacıların diyagramlarında sınıflandırılmış ve alkali-silika diyagramında (Şekil 5a), 4 örnek bazaltik andezit, 1 örnek andezit alanına düşmektedir. Alkali element oksitlerden sadece potasyum dikkate alındığında (Le Bas vd., 1986) volkanik kayaçlar ortaç potasyumlu olup, yine bazaltik andezit ve bir örnek için de



Şekil 4. XRD kil fraksiyonu difraktogramları, a) Smektit + Paligorskit ± Klorit ± Kaolinit, b) Smektit + Illit + I-S + Kaolinit, c) Smektit + Illit + I-S ± Klorit ± Kaolinit, d) Smektit.

Figure 4. XRD clay fraction diffractograms, a) Smectite + Palygorskite ± Chlorite ± Kaolinite, b) Smectite + Illite + I-S + Kaolinite, c) Smectite + Illite + I-S ± Chlorite ± Kaolinite, d) Smectite.

andezit olarak adlandırılabilir (Şekil 5b). Büyük olasılıkla örnek azlığından dolayı, silika ve alkali elementler arasındaki herhangi bir yönelim belirlenememiştir. Volkanik kayalarla birlikte bulunan bozuşma gösteren piroklastik kayaların sınıflandırılmasında Winchester ve Flyod'un (1977) hareketsiz elementleri içeren iz element diyagramı da kullanılmıştır (Şekil 5c). Buna göre, volkanojenik kayalar trakiandezit-alkali ba-

zalt sınırına yakın bir örnek hariç, diğerleri alkali bazalt ve subalkali bazalt olarak tanımlanmıştır. Diyagramlardaki bazı farklılıklara rağmen, mineralojik bileşimler de dikkate alınarak Gürün volkaniklerinden olivin içerenler bazalt, bu minerali içermeyenler ise bazaltik andezit olarak adlandırılabilir.

Çizelge 1. Karbonat minerallerinin d(104) yansımaları ve % mol MgCO₃ içerikleri.
Table 1. d(104) reflections and MgCO₃ mole % contents of carbonate minerals.

Örnek No	Mineralojik Bileşim			Kalsit		Dolomit	
	Kalsit	Aragonit	Dolomit	d(104)	% MgCO ₃	d(104)	% MgCO ₃
GR-1	30	60	10	3.034	1	2.915	40
-6	95			3.034	1		
-14	40	60		3.030	2		
-18	100			3.036	0		
-36	65	35		3.032	1		
-40	5		95			2.920	39
-43	50	30	20	3.030	2	2.907	43
-44	25	75		3.028	3		
-51	70		20	3.036	0	2.919	39
-53	60	15	25	3.010	2	2.911	42
-55	40		60	3.030	2	2.900	46
65	100			3.030	2		
-68	13		87	3.038	0	2.892	48
-88			100			2.885	50
-89			100			2.890	49

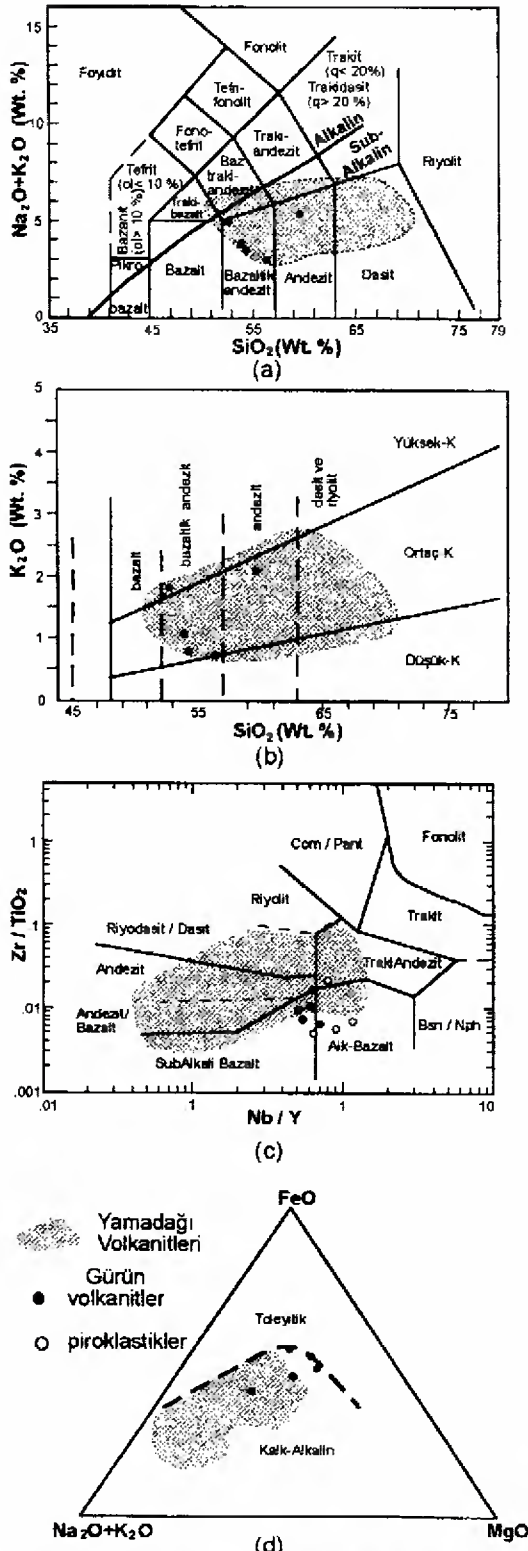
Çizelge 2. Volkanojenik ürünlerin ana ve eser element analiz sonuçları
Table 2. Major and trace element analysis of volcanogenic products.

Kayaç	TUFIT					VOLKANİK				
	GR-2	GR-19	GR-24	GR-30	GR-42	GR-67	GR-83	GR-84	GR-90	GR-91
% Oksit										
SiO ₂	58.80	47.03	52.42	47.76	53.07	56.30	54.22	52.52	53.73	59.49
TiO ₂	1.30	1.15	1.24	0.87	1.27	1.57	1.48	1.85	1.61	0.81
Al ₂ O ₃	13.08	20.44	26.11	17.96	11.45	14.64	14.55	15.27	13.75	14.66
ΣFe ₂ O ₃	9.15	12.29	4.21	11.13	9.35	8.08	11.12	9.72	10.98	8.03
MnO	0.10	0.19	0.01	0.14	0.12	0.09	0.13	0.14	0.11	0.09
MgO	3.00	2.58	1.75	2.79	3.71	2.95	5.46	5.30	6.55	2.69
CaO	8.76	3.46	1.24	5.50	13.05	10.46	8.03	7.97	7.48	7.70
Na ₂ O	0.71	0.34	0.57	0.80	0.85	2.41	2.76	3.24	2.84	3.26
K ₂ O	0.78	3.57	5.31	3.84	0.63	0.67	0.75	1.78	1.02	2.07
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.16	0.13	0.12	0.14	0.16	0.36	0.22	0.26
LOI	4.75	8.73	6.58	8.49	4.94	1.93	0.05	0.86	0.43	1.88
Toplam	98.54	99.92	99.80	99.41	98.56	99.24	98.71	99.11	98.70	98.89
Cr	225	155	145	94	178	453	375	245	355	92
Ni	82	81	5	61	90	118	139	40	182	22
Co	32	44	15	40	33	28	39	34	38	21
Cu	54	206	131	79	45	50	44	25	44	18
Pb	11	244	298	413	14	5	8	10	9	19
Zn	97	224	106	85	98	102	94	87	98	82
Rb	37	124	205	114	28	28	25	37	26	71
Ba	297	190	500	2547	218	322	522	291	129	453
Sr	434	196	606	272	409	297	253	376	250	320
Ga	18	22	33	21	18	19	18	17	17	18
Nb	7	17	24	11	7	7	8	15	9	18
Zr	104	130	212	90	88	85	88	138	98	185
Y	13	28	38	22	10	11	9	13	10	23
Th	1	4	6	2	1	1	1	1	1	6

Volkanik kayaların soy özellikleri, Irvine ve Baragar'ın (1971) alkali-silika diyagramında bunların subalkali karakterini açıkça ortaya koymaktadır (Şekil 5a). AFM diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) kalkalkali volkanikler toleyit-kalkalkali alanlarını ayıran çizginin altın-

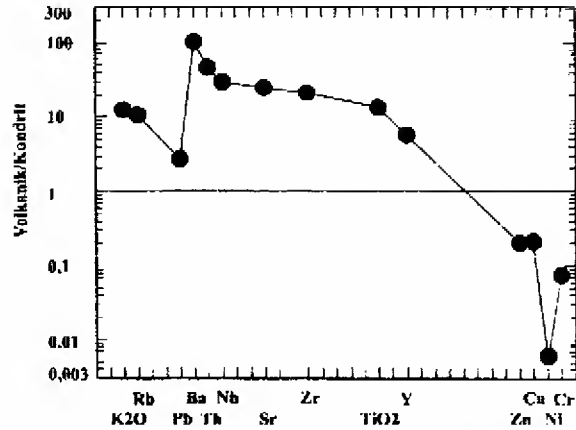
da ve buna paralel olarak yönelmektedir (Şekil 5d).

Volkanik ve piroklastik kayalardaki bazı ana elementler (K ve P) ile iz elementlerin konsantrasyonları kondritlere (Taylor ve McLennan, 1985) göre normalize edilerek ö-



Şekil 5. Volkanik ürünlerin sınıflandırılması ve adlandırılması, a) alkali-silika, b) SiO₂-K₂O, c) Zr/TiO₂-Nb/Y, d) AFM.

Figure 5. Classification and nomenclatures of volcanic products, a) alkali-silica, b) SiO₂-K₂O, c) Zr/TiO₂-Nb/Y, d) AFM.



Şekil 6. Volkanik kayaların kondrit-normalize örümcek diyagramı (Kondrit değerleri : Taylor ve McLennan, 1985).

Figure 6. Chondrite-normalized spider diagram of volcanic rocks (Chondrite values : Taylor and McLennan, 1985).

rümcek diyagramında karşılaştırılmıştır (Şekil 6). İncelenen elementlerden Zn, Cu, Ni ve Cr'da fakirleşme, diğerlerinde ise zenginleşme gözlenmektedir. Ayrıca, Pb ve Ni'de negatif, Ba'da pozitif anomali belirgindir.

Smektitler

Bozunmuş volkanik kayalardan zenginleştirilen smektit türü kil minerallerinde yapılan ana ve iz element kimyasal analiz sonuçları ile yapısal formülleri Çizelge 3'de sunulmuştur. Yapısal formül hesaplamalarında smektit için 11 oksijen atomu esas alınmıştır (Weaver ve Pollard, 1973).

Smektitler genellikle oktaedrik levhada yer alan kimyasal bileşimleri gözönüne alındığında, MgO, Al₂O₃ ve Fe₂O₃ yönünde zenginleşme göstermektedir. XRD verilerine göre bunlardan birisi dioktahedral (GR-81), diğeri trioktahedral (GR-78) olarak belirlenen smektitlerde toplam oktahedral kation miktarı dioktahedral smektitlere uymaktadır. Bir ömekte ortaya çıkan bu çelişki, iki farklı smektitin (di ve trioktahedral) karışımının bulunduğuna işaret etmekte olup, dioktahedral tabakanın XRD ile saptanamayacak miktarda bulunmasından kaynaklanabilir. Benzer durumlar değişik ortamlarda çalışan başka araştırmacılar (Despanes, 1977; Trauth, 1977; Bayhan, 1981; Gündoğdu, 1982; Çerci oğlu ve Yalçın, 1998) tarafından da saptanmıştır.

Smektitlerin oktahedral Ti değerleri literatürde (Weaver ve Pollard, 1973, Güven, 1988) belirtilen değerlerden fazladır. Bu durum, volkanik camın killeşmesi sırasında çözünürlüğü düşük elementlerden Ti'nin ve/veya eser miktardaki

Çizelge 3. Smektitlerin ana ve eser element analiz sonuçları ile yapısal formülleri

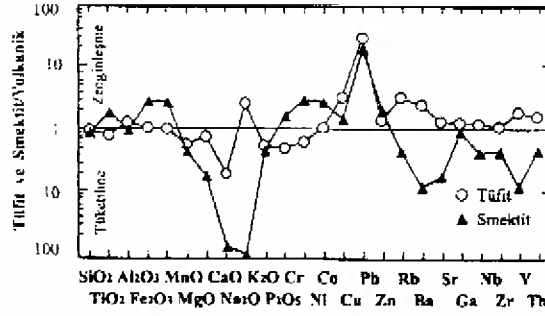
Table 3. Major and trace element analysis of smectites and their structural formulas.

% Oksit	GR-78	GR-81
SiO ₂	47.96	47.83
TiO ₂	2.19	2.74
Al ₂ O ₃	11.71	15.74
ΣFe ₂ O ₃	24.73	19.91
MnO	0.25	0.26
MgO	2.31	1.88
CaO	1.77	1.64
Na ₂ O	0.09	0.03
K ₂ O	0.01	0.03
P ₂ O ₅	0.09	0.13
LOI	7.47	8.73
Toplam	98.58	98.92
Cr	410	482
Ni	291	230
Co	84	68
Cu	54	45
Pb	82	189
Zn	106	240
Rb	17	19
Ba	76	25
Sr	109	14
Ga	14	18
Nb	4	6
Zr	57	59
Y	3	1
Th	1	1
Si	3.43	3.39
Al ^{IV}	0.57	0.61
TY	-0.57	-0.61
Al ^{VI}	0.42	0.71
Ti	0.12	0.15
Fe	1.33	1.06
Mg	0.13	0.04
TOC	2.00	1.96
OY	-0.01	-0.01
Mg	0.12	0.16
Ca	0.14	0.12
Na	0.01	0.00
K	0.00	0.00
ILC	0.53	0.56
TLC	-0.58	-0.62

LOI = Ateşte Kayıp, ΣFe₂O₃ = Toplam Fe, TY = Tetrahedral Yük, OY = Oktahedral Yük, TOC = Toplam Oktahedral Katyon, ILC = Katmanlararası Yük, TLC = Toplam Katman Tükü

Fe-Ti minerallerinin kil fraksiyonunda zenginleşmesinden kaynaklanabilir. Smektitlerin CaO/Na₂O oksit oranı ve Ca/Na atomik oranı daima 1'den büyüktür. Toplam oktahedral katyon miktarı ise 1.95-2.00 arasında değişmektedir.

Smektitlerde tetrahedral süstitüsyonun



Şekil 7. Tüfit ve smektitlerin volkanik-normalize ana ve iz element diyagramı.

Figure 7. Volcanic-normalized spider diagram of tuffite and smectites for major and trace elements.

oktahedral süstitüsyondan fazla, diğer bir ifade ile $x_t/x_o > 1$ 'den (tetrahedral/oktahedral yük oranı) büyük ve ana oktahedral katyon olan Fe'in ideal nontronitten (1.70-1.98) daha az olması, bunların Fe-baydelit olarak adlandırılabilirliğini veya nontronit-Fe baydelit geçişini (Güven, 1988) temsil edebileceğini düşündürmektedir.

Smektitlerdeki eser elementlerden gerek geçiş metallerinin (Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn) düşüklüğü (Yalçın ve Bozkaya, 1995a ve 1995b), gerekse Rb, Ba, Sr, Ga gibi düşük değerlikli elementler (LFSE-low field strength element) ile yüksek değerlikli elementlerden (HFSE-high field strength element) Nb, Zr, Y ve Th'un miktarları, türediği volkanojenik malzemeninkine benzerlik göstermektedir (Gündoğdu, 1982; Yalçın vd., 1989). Ayrıca, iz element konsantrasyonları smektitik kil fraksiyonunda ağır mineral fazlarının bulunmadığını göstermektedir.

Ortalama kimyasal bileşimleri açısından smektit ve tüfitler türedikleri volkanikler ile karşılaştırılmıştır (Şekil 7). Volkanik camın smektite alterasyonu sırasında en önemli değişim Na ve K'da bir fakirleşmenin, Pb'da ise bir zenginleşmenin ortaya çıkmasıdır. Na'daki bu tüketilme, sınırlı bir Na-karbonat oluşumuna yol açabilecektir.

Karbonatlar

Monominerali karbonat fazında yapılan analizler Çizelge 4'de sunulmuştur. MgCO₃ içeriği kalsitlerde % 0.6-1.5, aragonitlerde % 0.3-1.0, dolomitlerde % 28.8-39.5 arasında değişmektedir. Bu sonuçlar XRD ile elde edilen veriler ile karşılaştırıldığında, bazı dolomitli örneklerde farklılıklar olmasına karşın, genelde benzerlik göstermektedir. Ayrıca, aragonitlerde Sr içeriği belirgin bir biçimde artarken, diğer elementlerde minerallere göre önemli bir değişim gözlenmemektedir.

Çizelge 4. Karbonat minerallerinin ana ve eser element analiz sonuçları
Table 4. Major and trace element analysis of carbonate minerals.

Mineral Örnek No Element	Kalsit				Aragonit			Dolomit		
	GR-16	GR-60	GR-65	GR-82	GR-9	GR-12	GR-32	GR-40	GR-88	GR-89
% CaO	54.70	54.92	55.27	55.52	55.34	54.64	55.06	39.41	34.88	33.51
% MgO	0.72	0.70	0.47	0.28	0.12	0.48	0.28	13.75	17.53	18.89
Al (ppm)	180	114	72	165	189	111	198	254	115	113
Fe	1337	517	206	554	438	1093	460	213	1565	703
Mn	161	378	13	129	29	42	83	17	53	34
Na	463	472	312	35	657	1289	855	1035	287	235
K	60	36	29	66	103	127	194	107	47	29
Cr	10	11	10	11	16	15	11	10	11	10
Ni	54	44	48	54	44	55	59	36	32	31
Co	19	17	18	18	17	19	20	16	8	14
Cu	6	7	8	7	7	9	11	6	7	4
Pb	57	67	57	58	60	65	70	32	48	53
Zn	59	23	85	42	25	18	17	13	15	59
Rb	<5	5	5	<5	<5	5	6	<5	<5	5
Sr	1203	151	205	89	2483	2830	3049	1326	1889	1594
Li	2	1	1	1	4	4	3	17	7	7
% CaCO ₃	97.65	98.04	98.66	99.10	98.78	97.54	98.28	70.35	62.44	59.82
% MgCO ₃	1.51	1.46	0.98	0.59	0.25	1.00	0.54	28.76	36.67	39.51
% Çözünen	95.55	90.85	96.29	93.88	91.56	93.31	87.14	95.44	89.83	91.53

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Gürün havzası merkezi kesiminde Neojen yaşlı kimyasal ve volkanojenik kayaların yer aldığı birimde gerçekleştirilen litolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemelerden elde edilen sonuçlar ile bunların yorumlanması ve tartışılması aşağıdaki gibidir:

İnceleme alanında Miyosen yaşlı göseleni çoğunlukla volkanojenik arakatlılar içeren karbonat kayalarından oluşmaktadır. Kesikli olarak devam eden volkanizmanın lav ve piroklastik ürünleri en az sekiz seviyede bulunmaktadır. Bunlardan sadece üst seviyelerdeki kayalar olivin içermektedir. Ayrıca, her volkanojenik seviye piroklastikler ile başlamakta lavlar ile sona ermektedir.

İnceleme alanındaki lavlar ve bunların parçalı ürünleri ortaç bileşimli bazalt ve bazaltik andezitlerden oluşmakta ve kalkalkali bir karakter göstermektedir. Bazaltik andezitler genellikle alt, bazaltlar ise üst seviyelerde yer almaktadır. Diğer bir ifadeyle, alttan üste doğru volkanik ürünler bazikleşmektedir. Ayrıca, jeolojik konumları, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal veriler, Gürün volkanizmasının Yamadağı volkanizmasının (Yalçın vd., 1998) eşdeğeri olduğunu, dolayısıyla çarpışma magmatizmasının ürünleri olduğu ileri sürülebilir. Volkanik kayaların bağlayıcı malzemesinde ve amigdallerinde, piroklastik kayaların bağlayıcı malzemesinde oluşan kil ve karbonat minerallerinin kökeni ikincil olup, post-

magmatik süreçlerle ilişkilidir. Post-magmatik minerallerin kökeni ile ilgili olarak geç-evre magmatik çözellilerle termal alterasyon (Keith ve Staples, 1985; Robert vd., 1988; Pearce, 1993), ornatma (Karlsson ve Clayton, 1990), kayaç-taze su etkileşimi (Keith ve Staples, 1985; Robert ve Goffé, 1993) gibi farklı mekanizmalar önerilmektedir. İnceleme alanında hidrotermal alterasyona işaret eden mineraller gözlenmemiştir. Volkanik ürünlerin su ortamına depolanmış olması, volkanik cam ve göl suyu arasındaki reaksiyonlarla smektitlerin oluşması, geçerli bir mekanizma olarak gözükmemektedir (Yalçın, 1997; Çerikcioğlu, 1997). Göl suyunda alkalinitenin başlangıçtan itibaren yüksek olması nedeniyle amigdallerin çoğunluğu kalsit ile doldurulmuştur. Piroklastiklerin çimentösündeki karbonat mineralleri ise volkanizma ile çağdaş kimyasal çökmenin bir sonucudur. Ortaç bileşimli volkaniklerin alterasyonundan açığa çıkan kationlardan K karışık-tabakalı illit-smektitlerin ve illitlerin, Fe ise Fe-oksit ve/veya Fe-oksihidroksitlerin bileşimine katılmıştır. Piroklastik kayalardaki kloritlerin koyu renkli minerallerin, kaolinitlerin feldispatların bozunma ürünleri olduğu düşünülmektedir. Bazik ortamları karakterize eden paligorskitlerin oluşumu ise diyajenetik süreçlerle gerçekleşmiş gözükmemektedir (Yalçın ve Bozkaya, 1995a ve 1995b).

Volkanojenik ürünlerin Mg bakımından fakir olması, paligorskitin yanı sıra dolomitlerin de bileşimine katılan bu elementin bir başka

Çizelge 5. Gürün Neojeni'nin Batı Anadolu'daki diğer basenlerle karşılaştırılması.

Table 5. The comparison of Gürün Neogene with the other basins in the Western Anatolia.

	Gürün*	Burdur**	Beypazarı***	Kırka*	Bigadiç**	Emet***
Bor			Searlesit ^x		Borat	
Zeolit		Analsim ^x			Zeolit	
Sülfat	Jips		Jips Tenardit ^x Globerit ^x		Jips Anhidrit Sölestin ^x	Jips Sölestin ^x
Sülfür			Pirit ^x			Kökürt ^x Realgar ^x Orpiment ^x Pirit ^x
Karbonat	Kalsit ve Dolomit					
	Aragonit		Manyezit ^x Trona Pirsonit Nakolit	Aragonit ^x Manyezit ^x Stronsiyanit ^x	Aragonit Manyezit ^x Stronsiyanit ^x	
Silika					Kuvars ve Opal-CT	
Feldispat					K-feldispat	
Kil	Smektit					
	Kaolinit Paligorskit		Kaolinit Lafinit Seplyolit Paligorskit	Kaolinit ^x		I-S Kaolinit ^x
Organik malzeme			Kömür Blt. Şeyl			Kömür
Volkanizma	Bazik-Ortaç Volkanitler					
	Asitlik Volkanit ve Piroklastikler					

*Az-çok az. *Bu çalışma; **Bayhan & Yalçın, 1991; ***Gündoğdu vd. 1985. Halvacı vd. 1989; *Yalçın ve Baysal, 1991. Yalçın vd. 1991; **Gündoğdu, 1982. Temel, 1987; ***Halvacı & Firman, 1977. Yalçın ve Gündoğdu, 1987

kaynaktan, çevredeki ultrabazik kayalardan geldiğini düşündürmektedir. Ayrıca, aragonite çoğunlukla dolomit ve jipsin eşlik etmesi, aragonitin oluşumunda sıcaklık ve Mg/Ca oranının (Kinsmann ve Holand, 1969; Müller vd., 1972) yanı sıra, önemli bir etkenin de sülfat iyonları (Kitano, 1979; Bayhan ve Yalçın, 1990) olabileceğini göstermektedir (Bayhan ve Yalçın, 1991; Yalçın ve Bozkaya, 1995c).

Bu çalışmada elde edilen veriler, Gürün Neojeni'nin Batı Anadolu'da borat içeren Neojen basenlerinden (Gündoğdu vd., 1996) ve trona içeren Beypazarı baseninden (Gündoğdu vd., 1985) oldukça farklı, buna karşın Burdur Neojeni (Bayhan ve Yalçın, 1991) ile benzer olduğunu göstermektedir (Çizelge 5). Diğer bir ifade ile, Gürün Neojeni'nin daha derin kesimleri yüzylemediğinden bilinmemekle birlikte, endüstriyel hammadde potansiyeli bakımından

önem taşımamaktadır. Önal vd. (2000) tarafından, Gürün formasyonunun üst kesimlerinde bulunduğu belirtilen trona oluşumlarının ise gerek volkanojenik ürünlerin alterasyonu sırasında, gerekse güncel bozunma ortamında karbonat kayalarındaki Na-karbonatların kabuk ve/veya toz pamukcukları biçimindeki ayrışmalarını ifade etmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, M-129 nolu proje kapsamında Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından desteklenmiştir. Arazi ve laboratuvar çalışmalarındaki katkılar için sırasıyla stajyer öğrenciler Gülşen Gümüşer, Didem Özkan ve Meltem Akdoğan'a, Kimya Yüksek Mühendisi Fatma Yalçın ve Kimyager Dr. Ümit Şengül'e teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Altunsoy, M., 1990, Konakpınar (Gürün-Sivas) yöresinin stratigrafisi. S.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, 5, 10-19.
- Atabey, E., 1993. Doğu Toros karbonat platformu'nda önülke-dağarası havza gelişimine bir örnek: Akdere havzası, Gürün-GB Sivas (Türkiye). Türkiye Jeoloji Bülteni, 36, 51-61.
- Atabey, E., Bağırşakçı, S., Canpolat, M., Gökçaya, K.Y., Günal, S., Kılıç, N., 1994. Gürün, Kangal (Sivas)-Darende, Hasançelebi (Malatya) arasının jeolojisi. Maden Tetkik Arama Rapor No. 9760, 61 s (yayımlanmamış).
- Aziz, A., Erakman, B., 1980. Tufanbeyli (Adana)-Sarız (Kayseri)-Gürün (Sivas) ilçeleri arasında kalan alanın jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rapor No. 1526 (yayımlanmamış).
- Aziz, A., Meşhur, M., Serdar, H.S., 1980. Sarıız-Pınarbaşı-Kaynak dolayının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rapor No. 1357 (yayımlanmamış).
- Aziz, A., Erakman, B., Kurt, G., Meşhur, M., 1982. Pınarbaşı-Sarız-Gürün ilçeleri arasında kalan alanın jeoloji raporu. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rapor No. 1601 (yayımlanmamış).
- Bayhan, E., 1981, Ankara civarı Üst Kretase-Alt Tersiyer yaşlı sedimanter kayaların kil mineralojisi ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara, 168s (yayımlanmamış).
- Bayhan, E., Yalçın, H., 1990, Burdur Gölü çevresindeki Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter istifin tüm kayaç ve kil mineralojisi. Maden Tetkik Arama Dergisi, 111, 73-87.
- Biscaye, P.E., 1965, Mineralogy and sedimentation of recent deepsea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geological Society of American Bulletin, 76, 803-832.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1992. Hekimhan havzası (Kuzeybatı Malatya) Üst Kretase- Tersiyer istifinin jeolojisi. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, Ozan Sungurlu Özel Sayısı, 4, 59-80.
- Brindley, G.W., 1980. Quantitative x-ray mineral analysis of clays: In Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification (Eds. by G. W. Brindley and G. Brown), Mineralogical Society, London, p. 411-438.
- Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, (Eds. G.W. Brindley, G. Brown), Mineralogical Society, London, 305-360.
- Caillere, S., Hénin, S., 1963. Minéralogie des Argiles. Masson et Cie, Paris, 355 pp.
- Chave, K.E., 1954a. Aspects of the biochemistry of magnesium 1. Calcareous and marine organisms. Journal of Geology, 62, 266-283.
- Chave, K.E., 1954b. Aspects of the biochemistry of magnesium 2. Calcareous sediments and rocks. Journal of Geology, 62, 587-599.
- Çerikcioğlu, B., Yalçın, H., 1998. Yıldızeli-Akdağmadeni arasındaki (Yavu çevresi) Eosen yaşlı volkanojenik kayaçlarla ilişkili kil minerallerinin mineralojisi ve jeokimyası. C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimler, 15, 87-100.
- Demirtaşlı, E., 1967. Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkanları: Maden Tetkik Arama Derleme Rapor No. 4389, Ankara.
- Despaignes, A., 1977. Etude sédimentologique de formation à caractère flysch et molasse (Macédoine et Epire-Grece). Thèse, Orsay, 2 V, 295 p.
- Flanagan, F. J., 1976, Descriptions and analyses of eight new USGS rock standards. in Twenty-eight papers

- present analytical data on new and previously described whole rock standards. USGS Prof. Paper, (ed. by F.J.Flanagan), 840, 171-172.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170 pp.
- Goldsmith, J.R., Graf, D.L., 1958a. Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. American Mineralogist, 43, 84-101.
- Goldsmith, J.R., Graf, D.L., 1958b. Structural and compositional variations in some natural dolomites. Journal of Geology, 66, 678-693.
- Govindaraju, K., 1989, 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandarts: Geostandarts Newsletter, 13, 1-113.
- Grim, R. E., 1968, Clay mineralogy. McGraw Hill, New York, 596 pp.
- Güven, N., 1988. Smectites: in Hydrous Phyllosilicates (Exclusives of Micas). (Ed. S.W.Bailey), Mineral. Soc. Am., Rev. Mineral., 19, Washington, p. 497-560.
- Gündoğdu, N., 1982, Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara, 386s (yayınlanmamış).
- Gündoğdu, M.N., Tenekeci, Ö., Öner, F., Dündar, A., Kayakıran, S., 1985. Beypazarı trona yatağının kil mineralojisi : Ön sonuçlar. II. Ulusal Kil Sempozyumu, Hacettepe Üniversitesi, Beytepe-Ankara, 24-27 Eylül, Bildiriler Kitabı (Eds.M.N.Gündoğdu ve H.Aksoy), 147-154.
- Gündoğdu, M.N., Yalçın, H., Temel, A., Clauer, N., 1996. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of zeolite deposits associated with borates in the Bigadiç, Emet and Kırka Neogene lacustrine basins, Western Turkey. Mineralium Deposita, 31, 492-513.
- Helvacı, C., Firman, R.J., 1977. Emet borat yataklarının jeolojik konumu ve mineralojisi. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 2, 17-29.
- Helvacı, C., İnci, U., Yılmaz, H., Yağmurlu, F., 1989. Geology and Neogene trona deposit of the Beypazarı region, Turkey. Doğa Turkish Engineering and Environment, 13, 245-256.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.
- Karlsson, H.R., Clayton, R.N., 1991. Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary?. American Mineralogist, 76, 189-199.
- Keith, T.E., Staples, L.W., 1985. Zeolites in Eocene Basaltic pillow lavas of the Siletz River volcanics, Central Coast Range, Oregon. Clays and Clay Minerals, 33, 135-144.
- Kinsmann, D.J.J., Holland, H.D., 1969. The coprecipitation of cations with CaCO₃-IV: The coprecipitation of Sr⁺² with aragonite between 16° and 90°. Geochimica et Cosmochimica Acta, 33, 1-17.
- Kitano, Y., 1979. Carbonate sediments. Recent progress of Natural Sciences in Japan, 4, 11-18.
- Kurtman, F., 1978, Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri. Maden Tetkik Arama Dergisi, 91, 1-12.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., Gullford, C., 1988, Atlas of Igneous Rocks and their Textures. ELBS Longman, London, 148 pp.
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56, 207-218

- Milliman, J.D., 1974. Marine Carbonates. Part I Recent Sedimentary Carbonates. Springer-Verlag, Berlin, 375 pp.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C.JR., 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, 378 pp.
- Müller, G., Irion, G., Förstner, U., 1972. Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften*, 59, 158-164.
- Önal, M., Ceyhan, F., Helvacı, C., 2000. Gürün (Sivas) Orta Miyosen havzasının stratigrafisi, Orta Anadolu. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 21-25 Şubat 2000, Ankara, Bildiri Özleri, s.193.
- Özgül, N., 1978. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 65-78.
- Özgül, N., Metin, S., Göğer, İ., Bingöl, İ., Baydar, O., 1973. Tufanbeyli dolayının Kambriyen Tersiyer kayaları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 16, 82-101.
- Pearce, J.A., 1983. Role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Cheshire, U.K., p. 230-249.
- Pearce, T.H., 1993. Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary? Discussion. *American Mineralogist*, 78, 225-229.
- Robert, C., Goffé, B., 1993. Zeolitization of basalts in subaqueous freshwater settings: Field observations and experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 3597-3612.
- Robert, C., Goffé, B., Saliot, P., 1988. Zeolitization of a basaltic flow in a continental environment: an example of mass transfer under thermal control. *Bulletin Minéralogie*, 111, 207-223.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9, 41-43.
- Sirocko, F., Lange, H., 1991. Clay-mineral accumulation in the Arabian Sea during the late Quaternary. *Marine Geology*, 97, 105-119.
- Streckeisen, A., 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen*, 31, 1-14.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Temel, A., 1987. Bigadiç baseni merkez kesiminin mineralojik-petrografik, jeokimyasal incelenmesi ve neoformasyon minerallerinin dağılımı. Yüksek Mühendislik Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 163 s (yayımlanmamış).
- Trauth, N., 1977. Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. *Sci. Géol.*, 49, 195 pp.
- Weaver, C.E., Pollard, L.D., 1973. *The Chemistry of Clay Minerals*. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, Developments in Sedimentology 15, 213 pp.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, 325-343.
- Yalçın, H., 1997. Eosen yaşlı denizaltı volkanizması ile ilişkili İç Kuzey Anadolu zeolit oluşumları. C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 14, 43-56.
- Yalçın, H., Baysal, O., 1991. Kırka (Seyitgazi-Eskişehir) borat yataklarının jeolojik konumu, dağılımı ve oluşumu. Ma-

- den Tetkik Arama Dergisi , 113, 93-104.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995a. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). *Clays and Clay Minerals*, 43, 6, 705-717.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995b. Kangal-Çetinkaya alt baseni (Sivas baseni) gölssel paligorskitlelerinin mineralojisi ve jeokimyası. VII. Ulusal Kil Sempozyumu, Maden Tetkik Arama, Ankara, 27-30 Eylül, Bildiriler Kitabı (Eds. M.Şener, F.Öner, E.Koşun), 105-116.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995c. İzmit Körfezi (Hersek Bumu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin mineralojisi ve biyojeokimyası. s. 45-60. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi (Ed. E.Meriç), Deniz Harp Okulu Komutanlığı Basımevi, 354 s.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M. N., 1987. Neojen yaşlı Emet gölssel volkanosedimanter baseninin mineralojik-petrografik incelenmesi : Neoformasyon minerallerinin oluşumu ve dağılımı. *H.Ü. Yerbilimleri Dergisi* ,14, 45 -61.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., Liewig, N., 1991. Kırka baseninde diyajenetik silikat ve karbonat minerallerinin incelenmesi. *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 8, 1, 31-45.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., Gaugoud, A., Vidal, P., Uçurum, A., 1998. Geochemical characteristics of Yamadağı volcanics in Central East Anatolia: An example from collision-zone volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Special Issue, Volcanism in Anatolia*, 85, 303-326.

BİLECİK YÖRESİNİN MESOZOYİK STRATİGRAFİSİ

THE MESOZOIC STRATIGRAPHY OF BİLECİK REGION

Mehmet AKYAZI
Özlem TOPRAK
Tuğba ERDOĞAN
Aslı KARABAŞOĞLU
T. Şafak URSAVAŞ

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ : Bu çalışmada; Bilecik yöresindeki Mesozoyik yaşlı birimlerin stratigrafisi ve ayrıntılı jeolojisi ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Bolu-Eskipazar Zonu'nun güneyinde yer alan Sakarya Kıtası Tektonik Kuşağı içerisinde buluna çalışma alanında, Pontid Kıtası benzeri bir temel örtü ayırdımı mevcuttur. Bölgede Erken Jura yaşlı kayalar, metamorfik temeli açılı uyumsuzlukla örter.

Temelde yeralan Permo-Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı'na ait birimler üzerine gelen örtü kayaları; Erken Jura trasgresyonun ilk ürünleri olan Lias yaşlı Bayırköy Kumtaşı'na ait çökel kayalarla, Bilecik Kireçtaşı olarak adlandırılan Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Titanik fasiyeste gelişmiş bol calpionelli kireçtaşları, Geç Kretase yaşlı Vezirhan Formasyonu, Paleosen yaşlı Kızılcay Formasyonu ve Miyosen yaşlı Gemiciköy Formasyonu'ndan oluşmaktadır.

Anahtar kelimeler : Bilecik Kireçtaşı, Jura-Kretase, Calpionel, Stratigrafi

ABSTRACT : In this study, a detailed geology and stratigraphy of Mesozoic-aged units of Bilecik region has been revealed.

Within the study area situated in the tectonic belt of the Sakarya Continent which is located to the south of Bolu-Eskipazar Zone, a basin-cover separation similar to the Pontide Continent exists. Here, Early Jurassic aged rocks overlie beneath metamorphic basin with an angular unconformity.

Cover rocks overlying the units which belong to the Permo-Triassic aged Karakaya Metange that is situated at the basin are composed of sedimentary rocks of Lias aged Bayırköy Sandstone which are initial products of Early Jurassic transgression and calpionel-rich limestones evolved in the Late Jurassic-Early Cretaceous aged Titanitic facies called Bilecik Limestone. Late Cretaceous aged Vezirhan Formation, Paleocene aged Kızılcay Formation and Miocene aged Gemiciköy Formation

Key words : Bilecik Limestone, Jurassic-Cretaceous, Calpionel, Stratigraphy

GİRİŞ

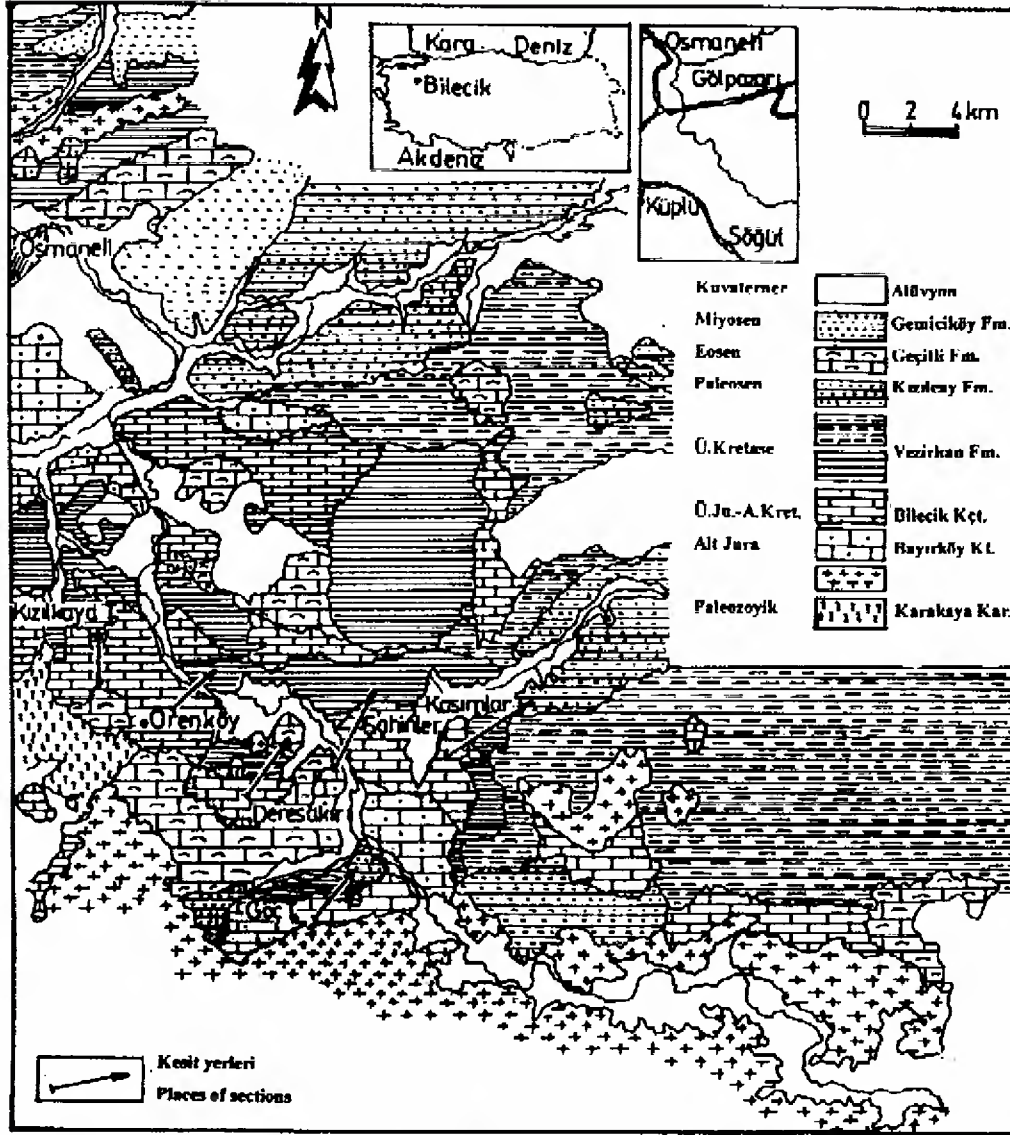
1/100.000 ölçekli, Adapazarı H24 paftasının belirli bölümlerini içine alan ve yaklaşık 1200 km²'lik bir alanı kapsayan ve Sakarya Kıtası Tektonik kuşağında yeralan çalışma alanı; Intra-pontid Sütür Zonu'nun güneyindeki Sakarya Kıtası'nın batı kesiminde yer almaktadır (Şekil 1).

Bölge jeolojisinde önemli bir yeri olan bu yörede, daha önce değişik amaçlı yapılmış çok sayıda jeolojik çalışmalar mevcuttur. Bu çalışmalarından, bölge ve yakın çevresinde olanlarla bölgeye uzak olmakla birlikte aynı tektonik

kuşak içerisinde yeralan ve bölge jeolojisine ışık tutacak çalışmalar da belirlenmiştir. Altınlı ve Saner (1971), Altınlı ve Yetiş (1972); Altınlı (1973); Teker (1975); Demirkol, (1977); Saner (1977); Tunç (1980, 1991, 1992 a-b) Yılmaz, (1981); Tansel (1981); Burşuk (1981,1992); Onal ve diğ. (1988); Özkan, 1993, Tüysüz, (1993), bu çalışmaların başlıcaları sayılabilir.

STRATİGRAFİ

Sakarya Kıtası'nın temel kayaları çoğunlukla Orta Pontid temelinde de görülen Karakaya Karmaşığı'na ait birimlerden oluşur.



Şekil 1. İnceleme alanının jeolojik haritası (Demirkol, 1977'den değiştirilerek).
Figure 1. Geological map of investigated area (Modified from Demirkol, 1977).

Bu bölgeye ait kayaların başlıcaları metalav, metatüf ve metapelit ardalanmaları ile bunlar içerisindeki muhtelif bloklardan oluşmaktadır. Bu topluluğa ait birimler yeşilsist veya mavşist metamorfizmasından etkilenmiştir.

Temelde yer alan Permo-Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığına ait birimler üzerine gelen örtü kayaçlarını Erken Jura ve daha genç yaşta birimler oluşturmaktadır. Erken Jura yaşlı birimler bölgedeki Jura trasgresyonunun ilk ürünleri olup, çakıltaşları ve kumtaşlarından oluşmaktadır. Liyas yaşlı Bayırköy Kumtaşı'na ait çökel kayalar akarsu çökellerinden, Ammoniticorosso fasiyesi kayalarını da içeren ve siğ denizel kırıntılara geçen hızlı yanal fasiyes değişimleri sergiler (Görür ve diğ., 1983).

Örtü kayaçlarının ikinci birimi olan ve Bilecik Kireçtaşı olarak adlandırılan birimler. Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Titonik fasiyeste gelişmiş bol calpionelli kireçtaşlarıyla başlamakta, siğ denizel fasiyesteki Erken Kretase yaşlı birimler geçmekte ve Geç Kretase yaşlı birimlerle devam etmektedir. Düzenli ve sürekli olan Kretase yaşlı çökeller üzerinde, yanal yönde hızlı fasiyes değişiklikleri sergileyen filiş karakterindeki Paleosen ve Eosen çökelleri yer almaktadır. Eosen sonunda iyice sığlaşan deniz Miyosen'de karasallaşmış, yörede çakıltaşları ve çapraz tabakalı kumtaşları çökelmiştir. Bölgenin en genç birimlerini Kuvaterner yaşlı alüvyonlar oluşturmaktadır (Şekil 2).

SİSTEM	SERİ	GRUP	FORMASYON	Kalınlık (m)	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR			
						LİTOLOJİ	PALEONTOLOJİ		
TERSEYER	KUV.				Altıvyon				
						MİYOSEN	GEMİCİKÖY	Çapraz tabakalı kumtaşları	
								Çakıltı	
						EOSEN	GEÇİTLİ	Krem, kirli sarı renkli, orta-kalın tabakalı, Orta-sert dokulu bol fosilli kireçtaşları	<i>Nummulites</i> sp. <i>Assilina</i> sp. <i>Abeolites</i> sp.
PALEOSEN	KIZILÇAY	Gri renkli kilttaşları, marmlar ve karbonat çimentolu sıkı dokulu kumtaşları	<i>Morozovella uncinata</i> (HOLL) <i>Subhatina pseudobulloides</i> (PLUMMER)						
KRETASE			VEZİRHAN	116	İnce mikritik kireçtaşı arakatlı yeşil-gri renkli şeyl-kumtaşı ardalanması	<i>Rotalipora ticinensis</i> (GANDOLFI) <i>Anhatruncana</i> gr. <i>linneiana</i> (D'ORBIGNY) <i>Dicarinella concovata</i> (BROTZEN) <i>Praeoglobostruncana gibba</i> KLAUS <i>Evertocyclammina hedbergi</i> (MAYNC) <i>Globostruncana stuarti</i> (DE LAPPARENT) <i>Rosita cantusa</i> (CUSHMAN) <i>Alarginotruncana</i> gr. <i>pseudobulloides</i> PESSAGINO <i>Helvetoglobostruncana helvetica</i> (HOLL) <i>Heterohelix</i> sp., <i>Hedbergella</i> sp., <i>Radiolaria</i>			
						ALT	BİLECİK KİREÇTAŞI	162	Beyaz-pembe, yer yer sütü kahverengi-gri renkli, ince tabakalı, yer yer mam arakatlı kireçtaşları
JURA	ÜST		BİLECİK KİREÇTAŞI	80	Beyaz-pembe yer yer gri renkli, orta tabakalı, kumlu kireçtaşları				
					ALT	BAYIRKÖY KUMTAŞI	Kahverengi sarı renkli, sparitik çimentolu kumtaşları		
PERMO-TERTYAS					Kireçtaşı blokları içeren, metalay, metalüf ardalanması				
						KARAKAYA KARBARİĞİ	Akarsu çakıltı		

20
0 m

Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Demirkol, 1977'den değiştirilerek).
Figure 2. Generalized stratigraphic section of investigated area (Modified from Demirkol, 1977).

Bilecik yöresinin stratigrafisini aydınlatmaya yönelik olarak yapılan bu çalışmada, daha önce yapılmış adlamalar aynen kullanılmıştır.

Karakaya Karmaşığı

Sakarya kıtasında yer alan çalışma alanının temel kayaları Karakaya Karmaşığı'na ait birimlerden oluşmaktadır (Tüysüz ve diğ. 1990). Başlıca, metalav, metatüf ardalanmaları ve bunların içinde yer alan neritik Permien kireçtaşı bloklarından oluşmuş mavi şist veya yeşil şist metamorfizmasından etkilenmiş kayalardan oluşan Permo-Triyas yaşlı bu birim, inceleme alanının güneyinde Sakarya Nehri'nin her iki yakasında yaklaşık doğu-batı doğrultusunda yüzlek verir (Şekil 2)

Bayırköy Kumtaşı

Liyas transgresyonunun ilk ürünleri olan ve temeli uyumsuz olarak örtün örtü birimlerinin tabanını oluşturan Bayırköy Kumtaşı'na ait birimler çalışma alanının kuzeybatısında yer alan Osmaneli kazasında ve çalışma alanının güneyindeki Şahinler Tepe'nin güneyinde yüzlenmektedir.

Birimin alt düzeyleri akarsu çakıltaşlarından, üst düzeyleri ise, kahverengimsi renkli spartik çimentolu kumtaşlarından oluşmaktadır. Karasakdan denizel ortama geçiş izlerinin kolayca gözlenebildiği bu birimin kalınlığı inceleme alanında 80-110 m arasında değişmektedir. İçerisinde yaş verecek fosil bulgusuna rastlanmamış olup, stratigrafik konumu göz önüne alınarak, birime Liyas yaşı verilmiştir (Şekil 2).

Bilecik Kireçtaşı

Bilecik Kireçtaşına ait birimler, çalışma alanını yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda ikiye bölen Sakarya Nehri'nin her iki yakasında nehre paralel bir hat boyunca yüzlekler sunmaktadır (Şekil 1,2).

Altta yer alan Bayırköy Kumtaşı'na ait kumtaşları üzerine uyumsuz olarak gelen ve ikinci örtü birimlerini oluşturan Bilecik Kireçtaşının tabanında çökmezlik ve aşınma düzeylerinin varlığı kolayca gözlenebilmektedir. Gittikçe derinleşen bir ortamda çökelmiş bu birimin alt düzeyleri beyaz-pembe yer yer gri renkli, orta tabakalı kumlu kireçtaşlarından, üst düzeyleri ise; sütlü kahve-gri renkli, sert dokulu, ince tabakalı, yer yer mam arakatlı kireçtaşlarından oluşmuştur.

Birim içerisinde, *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Crassicolaria intermedia* (DURAND DELGA),

Calpionellopsis simplex COLOM, *Calpionellopsis oblonga* CADISCH gibi Calpionellerin yanısıra *Cadosina lapidosa* KAUFMANN, *Clypeina jurassica* FAVRE, *Hedbergella* sp., *Ticinella* sp., *Protopenneroplis* sp., *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Trocholina elongata* (LEUPOLD), *Pseudocyclammina* sp., *Cyclamina* sp. ve *Lituola* sp. saptanarak birime Geç Jura- Erken Kretase yaşı verilmiştir (Şekil 2).

Birim, İnaltı formasyonu (Ketin ve Gümüş, 1963), Nallıhan formasyonu (Toker, 1975), Keltepe formasyonu (Aydın ve diğ., 1986), Dumlupınar formasyonu (Pehlivan ve diğ., 1987), Soğukçam Kireçtaşı (Önal ve diğ. 1988) ve Sarıalan formasyonu (Akyazı, 1998) ile denestirilebilir.

Vezirhan Formasyonu

Bilecik Kireçtaşı üzerinde tedral geçişli olarak yer alan ve inceleme alanının orta ve kuzeybatı kesiminde yüzlekler veren Vezirhan Formasyonu (Eroskay, 1965), ince neritik kireçtaşı arakatlıları içeren yeşilden griye kadar değişen renkteki şeyl ve kumtaşı ardalanmasından oluşmuştur (Şekil 1). Birim içerisinde arakatlılar şeklinde yer alan kireçtaşlarında; *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *Globotruncana* gr. *Linneiana* (d'ORBIGNY), *Dicarinella concovata* (BROTZEN), *Praeoglobotruncana gibba* KLAUS, *Evertocyclamina hedbergi* (MAYNC), *Globotruncanites stuarti* (de LAPPARENT), *Rosita contusa* (CUSMAN), *Marginotruncana* gr. *Pseudolinneiana* PESSAGNO, *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp., Radiolaria ve sünger spikülleri saptanmıştır.

Saptanan bu fosillere göre Geç Kretase yaşı verilen birim 70-120 m arasında değişen kalınlığa sahiptir (Şekil 2).

Kızılçay Formasyonu

Geç Kretase yaşlı Vezirhan Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Kızılçay Formasyonu'na ait birimler inceleme alanının kuzeyinde, doğusunda ve güneyinde geniş yüzlekler vermektedir (Şekil 1). Birim başlıca, gri renkli kilttaşları, mam ve karbonat çimentolu sıkı dokulu kumtaşlarından oluşmuştur. Birim içerisinde Paleosen yaşı veren, *Morozovella uncinata* (BOLLI), *Subbotina pseudobulloides* (PLUMMER) ve küçük globigerinidler saptanmıştır.

Birimin kalınlığı inceleme alanında 48 m olarak saptanmıştır (Şekil 2).

Geçitli Kireçtaşı

İnceleme alanın orta kesimlerinde ve güneybatısında yüzlekler veren bu birim, (Şekil 1) krem ve kirli sarı renkli, orta-kalın tabakalı, orta-sert dokulu, bol fosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birim içerisinde, *Nummulites* sp., *Assilina* sp. ve *Alveolina* sp. saptanmış olup, istife Eosen yaşı verilmiştir.

Siğ denizel bir ortamda çökelmiş olan bu birimin kalınlığı inceleme alanında 54 m olarak ölçülmüştür (Şekil 2).

Gemiciköy Formasyonu

Çalışma alanının kuzeybatısında yüzlekler veren bu birim, (Şekil 1) çapraz tabakalı, kumtaşı ve çakıltası ile temsil edilmekte olup, içerisinde yaş verecek herhangi bir fosile rastlanılmamıştır. Önceki çalışmalara dayanarak (Demirkol, 1977) Miyosen yaşı verilmiştir (Şekil 2).

ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTLERİ

İnceleme alanında çalışma amacına yönelik olarak çelik şerit metre ve pusula yöntemiyle 6 adet ÖSK alınarak 157 ömek derlenmiştir.

Şahinler Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Adapazarı H 25 paftasında yer alan inceleme alanın güneyindeki Şahinler köyünün güneybatısından başlanarak ölçülen bu kesit 30° 09' 49" enlem 40° 10' 00" boylam başlangıç ve 30° 11' 48" enlem 40° 18' 08" boylam bitiş koordinatları arasında yer almaktadır. Güneybatıdan kuzeydoğuya doğru alınan bu kesitte toplam 270 m kalınlık ölçülmüştür.

Kesitte, en altta yer alan, çakıllar ve kahverengi-sarı renkli kumtaşlarından oluşan Liyas yaşlı Bayırköy Kumtaşı üzerinde uyumsuz olarak yer alan 120 m kalınlıktaki Geç Jura-Erken Kretase yaşlı gri renkli, sert dokulu, orta tabakalı spantik dokulu kumlu kireçtaşı ve ince tabakalı mam arakatlı kireçtaşlarından oluşan Bilecik Kireçtaşı içerisinde; *Calpionella alpina* LORENZ (Levha I, şekil 3), *Calpionella elliptica* CADISCH, *Evertocyclammina hedbergi* MAYNC (Levha III, şekil 6), *Pseudocyclammina* sp., *Cyclammina* sp. ve *Hedbergella* sp. (Levha III, şekil 8) fosilleri saptanmıştır.

Bilecik Kireçtaşı üzerine tedrici geçişli olarak gelen Geç Kretase yaşlı 70 m kalınlıkta olan ve ince mikritik kireçtaşı düzeyleri içeren, yeşilimsi-gri renkli şeyl-kumtaşı araldanmasından oluşan Vezirhan Formasyonu içerisinde; *Globotruncana* gr. *Linneiana* (d'ORBIGNY) (Levha II, şekil 8), *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) (Levha II, şekil 9),

Praeoglobotruncana gibba KLAUS (Levha II, şekil 1), *Heterohelix* sp. (Levha IV, şekil 2), radiolaria. (Levha IV, şekil 7) ve sünger spikülleri gözlenmiştir (Şekil 3).

Göçtepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Adapazarı H 25 paftasında yer alan inceleme alanın güneyindeki Göçtepeden başlanarak alınan bu kesit 40° 06' 00" enlem 30° 09' 17" boylam başlangıç ve 40° 07' 21" enlem 30° 10' 34" boylam bitiş koordinatları arasında bulunmaktadır. Güneybatıdan kuzeydoğu ya doğru alınan bu kesitte toplam 324 m kalınlık ölçülmüştür.

Altta, 162 m kalınlıktaki Geç Jura-Erken Kretase yaşlı beyaz-pembe renkli ince tabakalı titonik fasiyeste gelişmiş mam arakatlı kireçtaşlarından oluşan Bilecik Kireçtaşı yer almaktadır. Birim içerisinde; *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Protopenneroplis* sp., *Pseudocyclammina* sp. ve radiolaria fosilleri saptanmıştır.

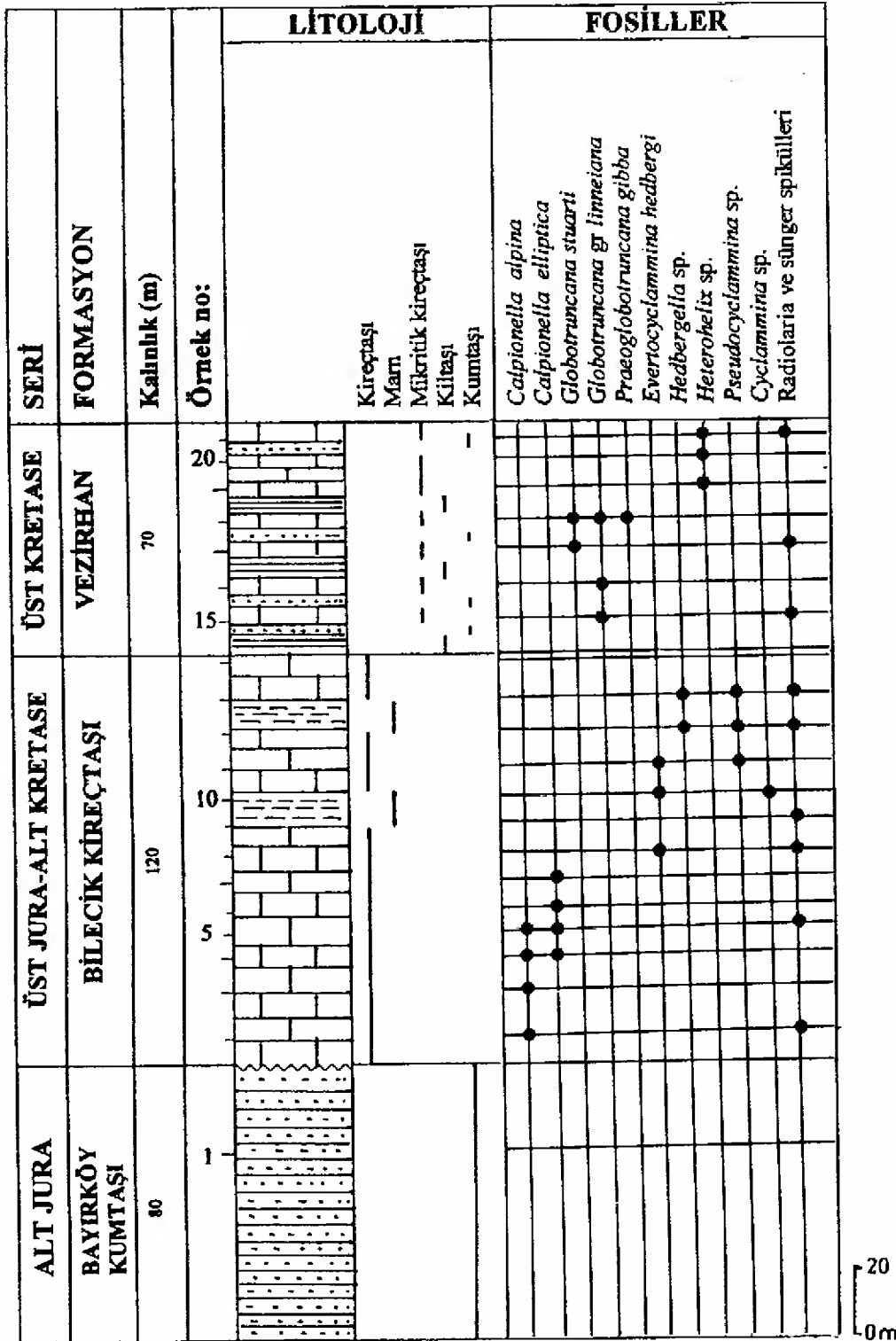
Bilecik Kireçtaşı üzerine uyumlu geçişli olarak gelen 116 m kalınlıktaki Vezirhan Formasyonu başlıca mikritik kireçtaşı aratabakaları içeren yeşilimsi renkli şeyl-kumtaşı araldanmasından oluşmuş olup, içerisinde; *Globotruncana stuarti* (de LAPPARENT) (Levha II, şekil 10), *Rosita confusa* (CUSHMAN) (Levha II, şekil 11), *Marginotruncana* gr. *Pseudolinneiana* PESSAGNO (Levha II, şekil 6), *Globotruncana* gr. *linneiana* (d'ORBIGNY), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI) (Levha II, şekil 4,5), *Heterohelix* sp. (Levha IV, şekil 1), *Dicarinella* sp. ve radiolaria bulunmuştur.

Vezirhan Formasyonu'na ait birimler Paleosen yaşlı Kızılcay Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Kızılcay Formasyonu'na ait birimlerin bu kesitte ölçülebilen kalınlığı 46 m dir (Şekil 4).

Kasımlar Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Adapazarı H 25 paftasında yer alan inceleme alanın güneyindeki Kasımlar köyünün güneydoğusundan başlanarak alınan bu kesit 30° 10' 21" enlem 40° 18' 55" boylam başlangıç ve 30° 11' 27" enlem 40° 15' 42" boylam bitiş koordinatları arasında yer almaktadır. Güneybatıdan kuzeydoğuya doğru alınan bu kesitte toplam 310 m kalınlık ölçülmüştür.

Bu kesitte, altta, 142 m kalınlıktaki Geç Jura-Erken Kretase yaşlı beyaz-pembe renkli, ince tabakalı, sert dokulu, yer yer mam arakatlı kireçtaşlarından oluşan Bilecik Kireçtaşı yer almaktadır. İçerisinde; *Clypeina jurassica* FAVRE (Levha IV, şekil 3,4), *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella*

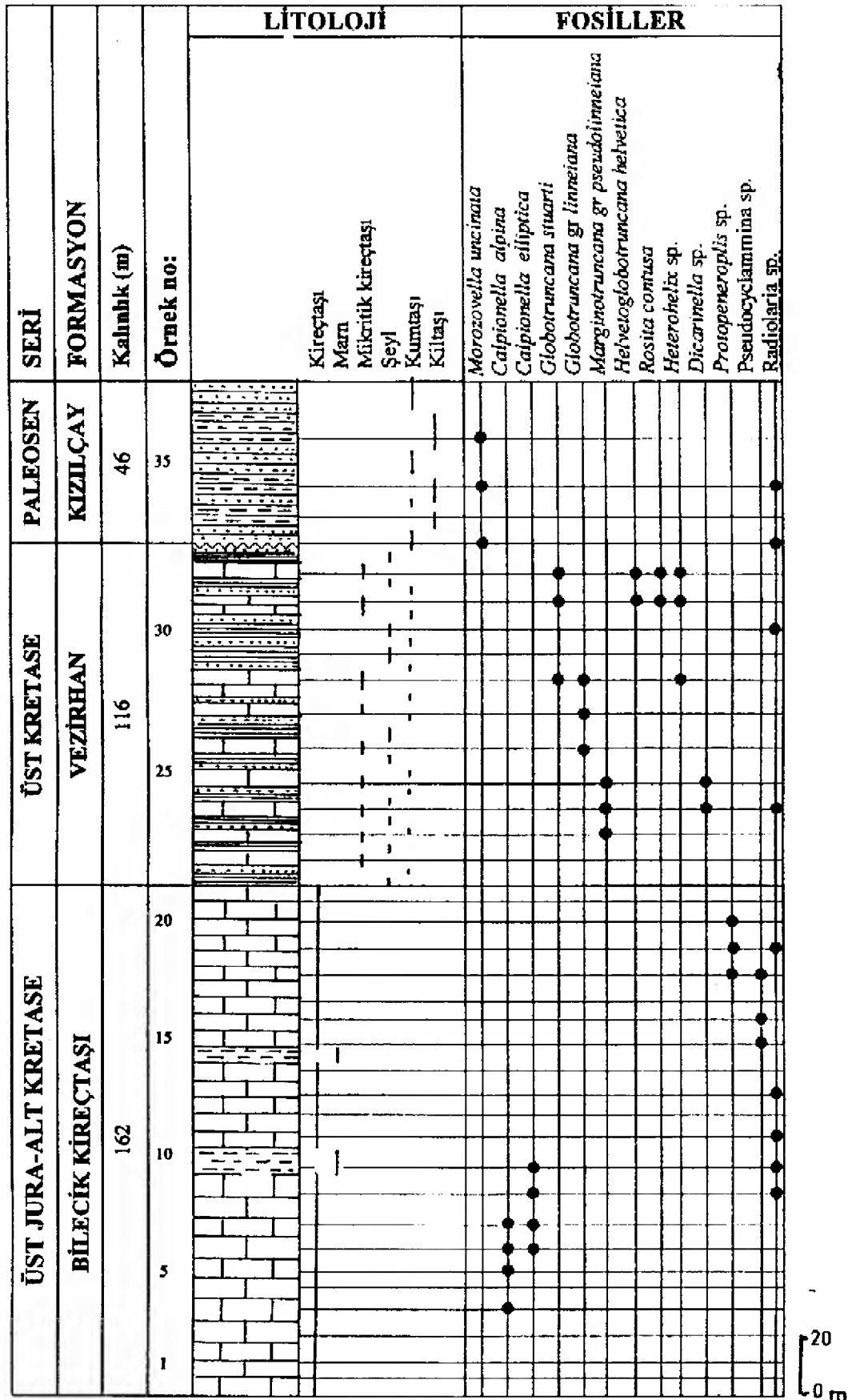


Şekil 3. Şahinler ölçülü stratigrafi kesiti
Figure 3. Şahinler measured stratigraphic section

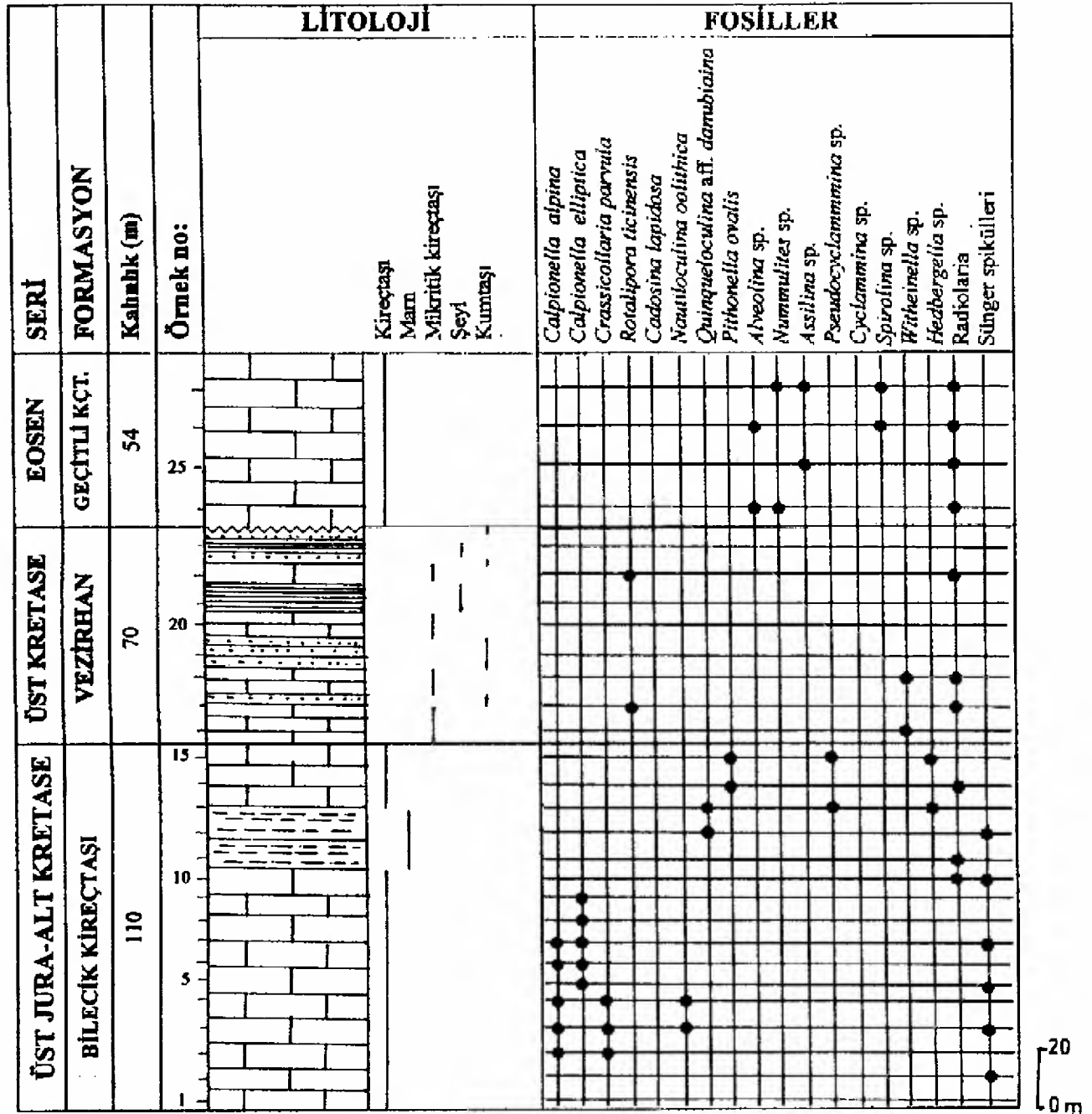
elliptica CADISCH (Levha I, şekil 5), *Hedbergella sp.* ve *Ticinella sp.* saptanmıştır.

Bilecik Kireçtaşı üzerine tedrici geçişli olarak gelen Geç Kretase yaşlı Vezirhan Formasyonu'na ait ince mikritik kireçtaşı düzeyleri

içeren gri renkli şeyl- kumtaşı ardalanmasından oluşan istifin kalınlığı bu kesitte 120 m ölçülmüştür. Birime ait mikritik kireçtaşlarında *Globotruncana gr. linneiana* (d'ORBIGNY) (Levha II, şekil 7), *Dicarinella concovata*



Şekil 4. Göçtepe ölçülü stratigrafi kesiti
 Figure 4. Göçtepe measured stratigraphic section



Şekil 6. Deresakırı ölçülü stratigrafi kesiti
 Figure 6. Deresakırı measured stratigraphic section

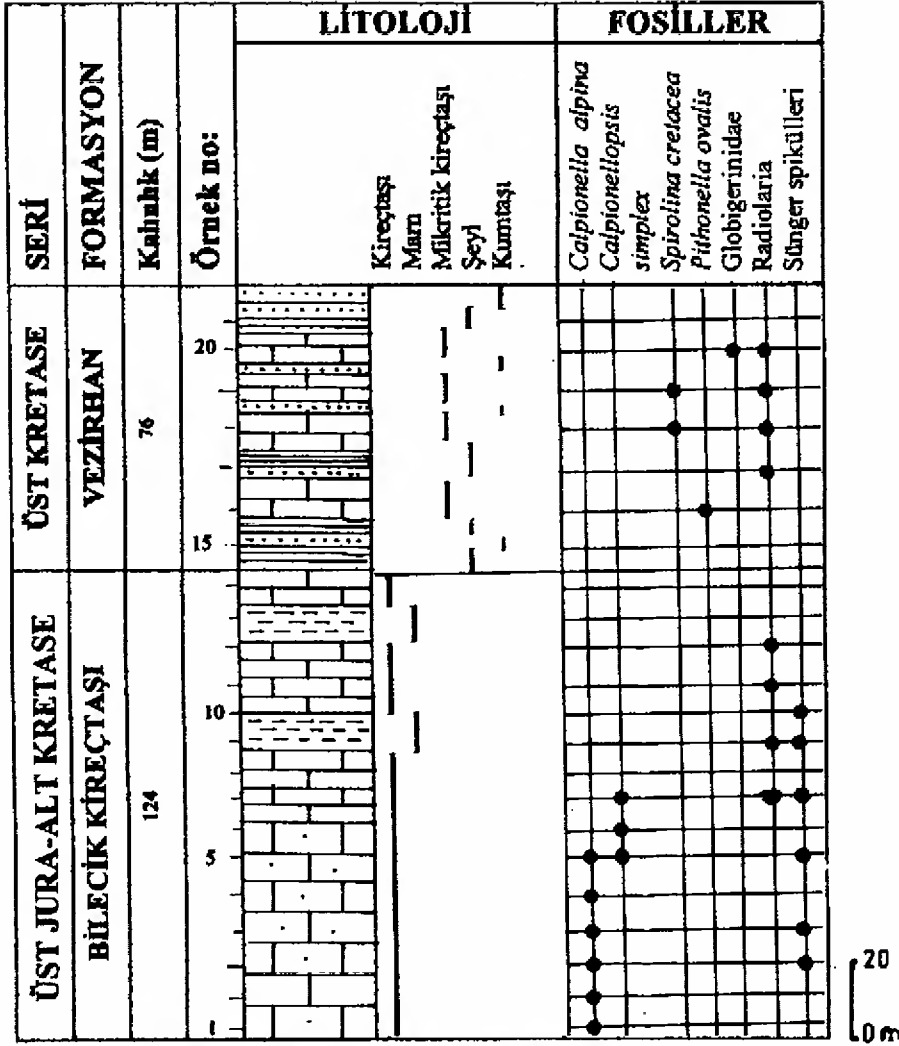
(BROTZEN) (Levha II, şekil 3), *Whiteinella* sp. ve radiolaria bulunmuştur.

Geç Kretase yaşlı birimler üzerine Paleosen yaşlı Kızılcay Formasyonu'na ait birimler uyumsuz olarak gelmekte olup, bu kesitteki kalınlığı 48 m olarak ölçülmüştür. Başlıca, gri renkli kilttaşları ve karbonat çimentolu, sıkı dokulu kumtaşlarından oluşmakta olup, içermiş olduğu kilttaşları içerisinde *Subbotina pseudobulloides* (PLUMMER) (Levha II, şekil 13), *Morozovella uncinata* (BOLLI) (Levha II,

şekil 12) ve küçük globigerinidler gözlenmiştir (Şekil 5).

Deresakırı Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Adapazarı H 25 paftasında yer alan inceleme alanının güneybatısındaki Deresakırı köyünün batısından başlanarak alınan bu kesit 30° 09' 49" enlem 40° 10' 00" boylam başlangıç ve 30° 11' 48" enlem 40° 12' 08" boylam bitiş koordinatları arasında yer almaktadır. Güneybatıdan kuzeydoğuya doğru ölçülen bu kesitte top-



Şekil 7. Örenköy ölçülü stratigrafi kesiti
Figure 7. Örenköy measured stratigraphic section

lam 234 m kalınlık belirlenmiştir. Altta, 110 m kalınlıkta Geç Jura-Erken Kretase yaşlı beyazımsı-gri renkli sert dokulu, orta tabakalı kumlu kireçtaşları ve ince tabakalı yer yer mam arakatlı kireçtaşlarından oluşan Bilecik Kireçtaşı yer almaktadır. İçerisinde *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Calpionella* sp. (Levha I, şekil 7,8), *Cadosina lapidosa* KAUFMANN (Levha II, şekil 10), *Quinqueloculina* aff. *danubiaina* NEAGU (Levha IV, şekil 5), *Nautiloculina oolithica* MÖHLER (Levha III, şekil 7), *Pithonella ovalis* KAUFMANN, *Pseudocyclamina* sp. ve *Cyclamina* sp. (Levha III, şekil 9) saptanmıştır.

Bilecik Kireçtaşı üzerinde uyumlu olarak 70 m kalınlıkta yeşilimsi gri renkli, ince mikritik kireçtaşı düzeyleri içeren şeyl-kumtaşı ardalanmasından oluşan Geç Kretase yaşlı Vezirhan Formasyonu'na ait birimler içerisinde *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI) (Levha II, şekil 2), *Textularia* sp., *Whiteonella* sp. (Levha

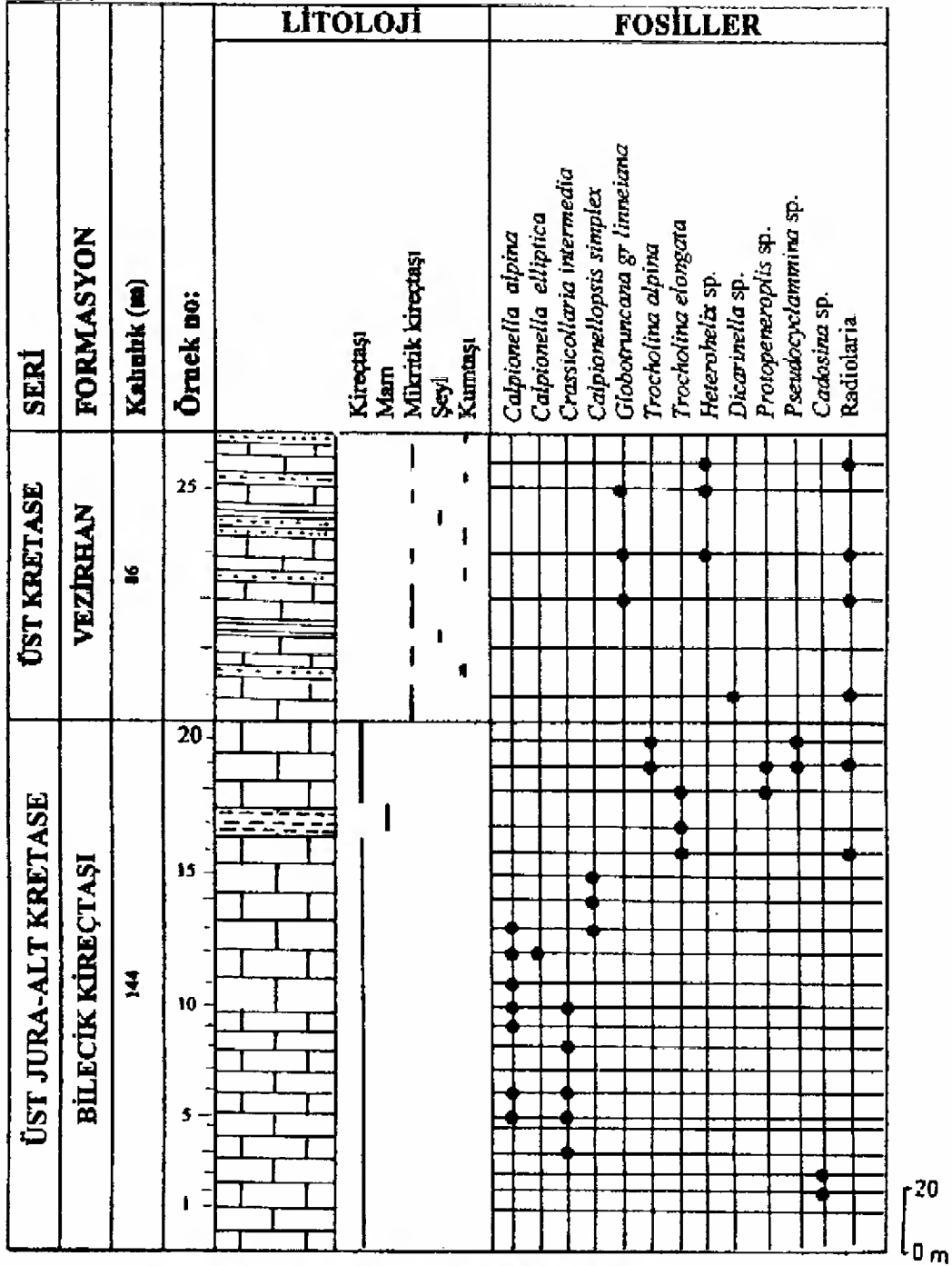
III, şekil 11), *Radiolaria* (Levha I, şekil 7, 8) ve sünger spikülleri belirlenmiştir.

Vezirhan Formasyonu'na ait birimler üzerine krem-kirli sarı renkli, orta-kalın tabakalı, sert dokulu kireçtaşlarından oluşan ve içerisinde *Alveolina* sp., *Nummulites* sp., *Assilina* sp., fosilleri içeren 54 m kalınlıktaki Eosen yaşlı Geçitli Kireçtaşı gelmektedir (Şekil 6).

Örenköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Adapazarı H 25 paftasında yer alan inceleme alanın güneybatısındaki Örenköyün kuzeybatısından başlanarak alınan bu kesit 30° 12' 03" enlem 40° 05' 34" boylam başlangıç ve 30° 12' 06" enlem 40° 06' 42" boylam bitiş koordinatları arasında yer almaktadır. Güneybatıdan kuzeydoğuya doğru alınan bu kesitte toplam 200 m kalınlık ölçülmüştür.

Bu kesitte, altta yer alan ve 124 m kalınlıktaki beyaz-pembe yer yer sütü kahve-gri renkte, sert dokulu, alt düzeyleri orta tabakalı kumlu kireçtaşlarından, üst düzeyleri ince taba-



Şekil 8. Kızılkayatepe ölçülü stratigrafi kesiti
Figure 8. Kızılkayatepe measured stratigraphic section

kalı, yer yer mam arakatlı titonik fasiyeste oluşmuş kireçtaşlarından oluşan Bilecik Kireçtaşı yer almaktadır. Birim içerisinde; *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionellopsis simplex* COLOM (Levha I, şekil 6), Radiolaria ve sünger spikülleri gözlenmiştir.

Bilecik Kireçtaşı üzerine uyumlu geçişli olarak gelen Geç Kretase yaşlı Vezirhan formasyonu başlıca ince mikritik kireçtaşı düzeyleri içeren yeşilimsi-gri renkli şeyl-kumtaşı araldanmasından oluşmuş olup, kalınlığı 76 m

dir. İçerisinde; *Spirolina cretacea* REUSS (Levha III, şekil 4), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN) (Levha I, şekil 9), Hauerinidae (Levha IV, şekil 6), Globigerinidae ve radiolaria fosileri bulunmaktadır (Şekil 7).

Kızılkaya Tepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Adapazarı H 25 paftasında yer alan inceleme alanının batısındaki Kızılkaya Tepenin doğusundan başlanarak alınan bu kesit 30° 12' 06" enlem 40° 02' 51" boylam başlangıç ve 30°

13' 44" enlem 40° 02' 51" boylam bitiş koordinatları arasında yer almaktadır. G den K e doğru alınan bu kesitte toplam 230 m kalınlık ölçülmüştür.

Bu kesitte, altta, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı beyazımsı-pembe yer yer gri renkli ince tabakalı titonik fasiyeste gelişmiş kireçtaşları ve orta tabakalı kireçtaşlarından oluşan 144 m kalınlıktaki Bilecik Kireçtaşı bulunmaktadır. Birimin Titonik fasiyesteki kireçtaşları içerisinde *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Crassicollaria intermedia* DURAND DELGA (Levha I, şekil 1,2), *Calpionellopsis simplex* (COLOM) ve *Trocholina elongata* (LEUPOLD) (Levha III, şekil 1,2) *Cadosina* sp. fosilleri saptanmıştır.

Daha üstteki kireçtaşları içerisinde ise, *Trocholina alpina* (LEUPOLD) (Levha III, şekil 3), *Protopenneropsis* sp. ve *Pseudocyclamina* sp. bulunmuştur.

Bilecik Kireçtaşı üzerinde uyumlu geçişli olarak yer alan 86 m kalınlıktaki Geç Kretase yaşlı Vezirhan Formasyonu çoğunlukla ince mikritik kireçtaşı arakatlıları içeren kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşmuş olup, birime ait mikritik kireçtaşları içerisinde; *Globotruncana* gr. *linneiana* (d'ORBIGNY), *Dicarinella* sp., *Heterohelix* sp., ve radiolaria (Levha V, şekil 8) fosilleri saptanmıştır (Şekil 8).

SONUÇLAR

1. İnceleme alanının jeolojik haritası daha önce yapılmış haritalarla denetlenilerek hazırlanmıştır.

2. İnceleme alanında yüzlek veren Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Bilecik Kireçtaşı ve Geç Kretase yaşlı Vezirhan Formasyonuna ait kireçtaşları ile Eosen yaşlı Geçitli Formasyonu'na ait kireçtaşlarının makro görünüm olarak birbirlerine çok benzedikleri gözlenmiştir. Ayrıntılı paleontolojik incelemeler yapılmadan sahada bu birimlerin ayırt edilmesi oldukça zor görülmektedir.

Bu amaçla gerçekleştirilen ayrıntılı mikropaleontolojik çalışmalar sonucunda inceleme alanında daha önce yapılmış olan genel jeolojik amaçlı çalışmalarda Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Bilecik kireçtaşı olarak haritalanmış birimlerin bir bölümünün Bilecik Kireçtaşı'na ait olmadıkları, Geç Kretase yaşlı Vezirhan ve Paleosen yaşlı Kızılçay Formasyonlarının içinde yer alan ince tabakalı kireçtaşı ve kiltası düzeylerine ait oldukları saptanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı İ. E. ve Saner, S., 1971, Bilecik yakın dolayının jeoloji incelemesi. İ.Ü. Fen Fak. Mec. Seri B, C. 36, s. 1-2, 1-21.
- Altınlı İ. E. ve Yetiş, C., 1972, Bayırköy-Osmaneli (Bilecik) alanının jeolojik incelemesi. İ.Ü. Fen Fak. Mec. C. 37, s. 1-2, 1-17.
- Altınlı, İ. E., 1973, Bilecik Jurassigi. Cumhuriyetin 50. yılı yerbilimleri kongresi Tebliği, MTA. s. 103-112.
- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, I., Üngör, A., Çokuğraş, R., ve Kasar, S., 1988, Ballıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi. T.J.K Bül. 29/2, s.1-16.
- Akyazı, M., 1998, Sarıalan formasyonunun (İlgaz-Çankırı) tanımlanması: T.J.K. Bül. 41-2, s.79-93.
- Burşuk, A., 1981, Aşkale-Bayburt yöresinde (KB Erzurum) Calpionellid Biyozonları. K.T.Ü. Yerbil. Derg. C.1, s.21-28.
- Burşuk, A., 1992, Bayburt ve Kop Dağları (KB Erzurum) yöresindeki Calpionellid Biyozonları (Üst Jurassik-Alt Kretase). T.J.K. Bül. 35-2, s.127-140.
- Demirkol, C., 1977, Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) Dolayının Jeolojisi. T.J.K. Bül. 20/1, s. 9-16.
- Eroskay, S.O., 1965, Paşalar boğazı-Gölpazarı sahasının jeolojisi. İ.Ü.Fen Fak. Mecm. Seri B, XXX, 3-4, s.135-170.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R., Yılmaz, Y., 1983, Pontidlerde Neo-Tetisin kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler. T.J.K. Bül., 26/1, s.11-20.
- Ketin, İ. Ve Gümüş, A., 1963, Sinop-Ayancık arasında III. Bölgeye dahil sahaların jeolojisi. T.P.A.O. Arşivi, Rap. No. 288.
- Önal, M., Helvacı, C., İnci, U., Yağmurlu, F., Meriç, E. ve Tansel, İ., 1988, Çayırhan, Kuzeybatı Ankara Kuzeyindeki Soğukçam Kireçtaşı ve Kızılçay Grubu'nun Stratigrafisi, Yaşı, Fasiyesi ve Depolanma Ortamları. TPJD Bül., c.1/2, 152-163.
- Özkan, S., 1993, Calcareous nannofossils from the Late Jurassic-Early Cretaceous of Northwest Anatolia, Turkey, Geological Journal 28, 295-297.
- Pehlivan, Ş., Barkurt, M.Y., Bilginer, E., Can, B., Dağar, Z., Örcen, S., 1987, İlgaz kuzeydoğusu-Boyalı-Kurşunlu dolayının jeolojisi, M.T.A. Rap. Derleme no. 8171 Ankara (Yayınlanmamış)
- Saner, S., 1977, Geyve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı alanının jeolojisi, eski çökeltme ortamları ve çökeltmenin evrimi. İst. Üni.

- Fen Fak. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, (Doktora Tezi)
- Tansel, İ., 1981, Nallıhan ve dolayının biyostratigrafi incelemesi. *Yerbilimleri Derg.* 5-6, 31-47, Ankara.
- Toker, V., 1975, Sorgun çayı boyunca Nallıhan bölgesi Kretase stratigrafisi. TUBİTAK.V. Bilim Kongresi Tebliğleri, s.31-48.
- Tunç, M., 1980, Çayırhan (Beypazarı) ile Seben (Bolu) arasında kalan ve Aladağçay boyunca olan bölgenin stratigrafisi. A.Ü. Fen Fak. Doktora Tezi, 75 s.(yayınlanmamış).
- Tunç, M., 1991, Aktaş (Kızılcahamam) yöresindeki pelajik kireçtaşlarının biyostratigrafisi. *T.J.K Bült.* 34-2, 27-43.
- Tunç, M., 1992a, Olur (Erzurum) yöresindeki Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının biyostratigrafisi. *T.J.K Bült.* 35-1, 121-130.
- Tunç, M., 1992b, Description of a new species of *Crassicolaria* from surrounding Olur (Erzurum-Turkey). *Revue de Paleobiologie*, 11-2, pp. 463-468, Genève.
- Tüysüz, O., Yiğitbaş, E. Ve Serdar H.S., 1990, Orta Pontidlerin erken Mesozoyik evrimine bir yaklaşım: Paleotetis / Karakaya kenar denizi problemi. *Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, Jeoloji, Türkiye Petrol Jeologları Demeği/ TMMOB Petrol Müh. Odası*, 351-352.
- Tüysüz, O., 1993, Karadeniz'den Orta Anadolu'ya bir jeotravers; Kuzey Neo-Tetisin Tektonik Evrimi. *TPJD Bült. c. 5, s. 1, 1-33.*
- Yılmaz, Y., 1981, Sakarya Kıtası güney kenarının tektonik evrimi. *İstanbul Yerbilimleri*, c. 1, 1-2, 33-52

LEVHA I

Crassicollaria intermedia DURAND DELGA
 Şekil 1. Kızılkaya Tepe ÖSK, eksenel kesit, X150
 Şekil 2. Kızılkaya Tepe ÖSK, eksenel kesit, X 30

Calpionella alpina LORENZ
 Şekil 3. Şahinler ÖSK, eksenel kesit, X 200
 Şekil 4. Göktepe ÖSK, eksenel kesit, X 200

Calpionella elliptica CADISCH
 Şekil 5. Kasımlar ÖSK, eksenel kesit, X 200

Calpionellopsis simplex (COLOM)
 Şekil 6. Örenköy ÖSK, eksenel kesit, X 150

Calpionella sp. ve *Radiolaria*
 Şekil 7. Deresakırı ÖSK, eksenel kesit, X 30
 Şekil 8. Deresakırı ÖSK, eksenel kesit, X 30

Pithonella ovalis KAUFMAN
 Şekil 9. Örenköy ÖSK, eksenel kesit, X 30

Cadosina lapidosa KAUFMAN
 Şekil 10. Deresakırı ÖSK, eksenel kesit, X 30

PLATE I

Crassicollaria intermedia DURAND DELGA
 Figure 1. Kızılkaya Tepe measured stratigraphic section, axial section, X 150
 Figure 2. Kızılkaya Tepe measured stratigraphic section, axial section, X 30

Calpionella alpina LORENZ
 Figure 3. Şahinler measured stratigraphic section, axial section, X 200
 Figure 4. Göktepe measured stratigraphic section, axial section, X 200

Calpionella elliptica CADISCH
 Figure 5. Kasımlar measured stratigraphic section, axial section, X 200

Calpionellopsis simplex (COLOM)
 Figure 6. Örenköy measured stratigraphic section, axial section, X 150

Calpionella sp. and *Radiolaria*
 Figure 7. Deresakırı measured stratigraphic section, axial section, X 30
 Figure 8. Deresakırı ÖSK, measured stratigraphic section, axial section, X 30

Pithonella ovalis KAUFMAN
 Figure 9. Örenköy measured stratigraphic section, axial section, X 30

Cadosina lapidosa KAUFMAN
 Figure 10. Deresakırı measured stratigraphic section, axial section, X 30

LEVHA I / PLATE I



1



2



3



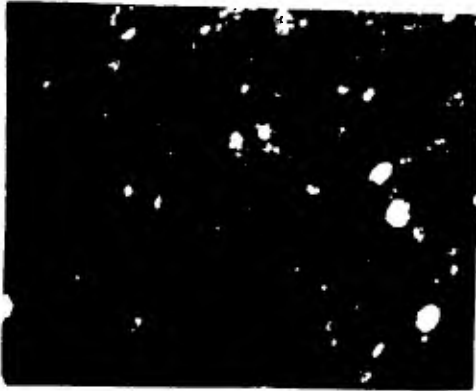
4



5



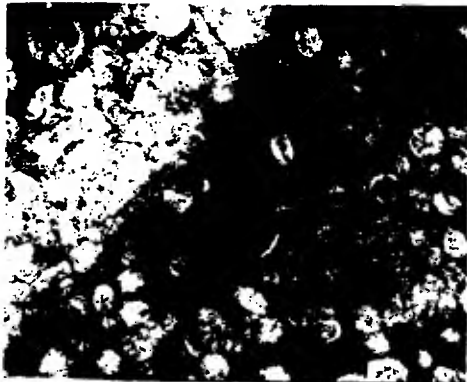
6



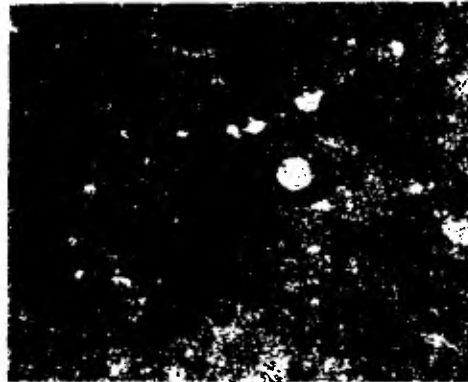
7



8



9



10

LEVHA II

Præoglobotruncana gibba KLAUS

Şekil 1. Şahinler ÖSK, eksenel kesit, X 30

Rotalipora ticinensis (GANDOLFI)

Şekil 2. Deresakırı ÖSK, eksenel kesit, X 30

Dicarinella concovata (BROTZEN)

Şekil 3. Kasımlar ÖSK, eksenel kesit, X 30

Helvetoglobotruncana helvetica (BOLLI)

Şekil 4. Göçtepe ÖSK, eksenel kesit, X 30

Şekil 5. Göçtepe ÖSK, eksenel kesit, X 30

Marginotruncana gr. *Pseudolinneiana* PESSAGNO

Şekil 6. Göçtepe ÖSK, eksenel kesit, X 30

Globotruncana gr. *Linneiana* (d'ORBIGNY)

Şekil 7. Kasımlar ÖSK, eksenel kesit, X 30

Şekil 8. Şahinler ÖSK, eksenel kesit, X 30

Globotruncana stuarti (de LAPPARENT)

Şekil 9. Şahinler ÖSK, eksenel kesit, X 30

Şekil 10. Göçtepe ÖSK, eksenel kesit, X 30

Rosita contusa (CUSHMANN)

Şekil 11. Göçtepe ÖSK, eksenel kesit, X 30

Morozovella uncinata (BOLLI)

Şekil 12. Kasımlar ÖSK, eksenel kesit, X 30

Subbotina pseudobulloides (PLUMMER)

Şekil 13. Kasımlar ÖSK, eksenel kesit, X 30

PLATE II

Præoglobotruncana gibba KLAUS

Figure 1. Şahinler measured stratigraphic section, axial section, X 30

Rotalipora ticinensis (GANDOLFI)

Figure 2. Deresakırı measured stratigraphic section, axial section, X 30

Dicarinella concovata (BROTZEN)

Figure 3. Kasımlar measured stratigraphic section, axial section, X 30

Helvetoglobotruncana helvetica (BOLLI)

Figure 4. Göçtepe measured stratigraphic section, axial section, X 30

Figure 5. Göçtepe measured stratigraphic section, axial section, X 30

Marginotruncana gr. *Pseudolinneiana* PESSAGNO

Figure 6. Göçtepe measured stratigraphic section, axial section, X 30

Globotruncana gr. *Linneiana* (d'ORBIGNY)

Figure 7. Kasımlar measured stratigraphic section, axial section, X 30

Figure 8. Şahinler measured stratigraphic section, axial section, X 30

Globotruncana stuarti (de LAPPARENT)

Figure 9. Şahinler measured stratigraphic section, axial section, X 30

Figure 10. Göçtepe measured stratigraphic section, axial section, X 30

Rosita contusa (CUSHMANN)

Figure 11. Göçtepe measured stratigraphic section, axial section, X 30

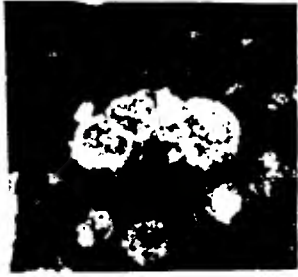
Morozovella uncinata (BOLLI)

Figure 12. Kasımlar measured stratigraphic section, axial section, X 30

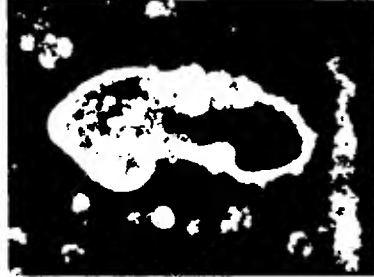
Subbotina pseudobulloides (PLUMMER)

Figure 13. Kasımlar measured stratigraphic section, axial section, X 30

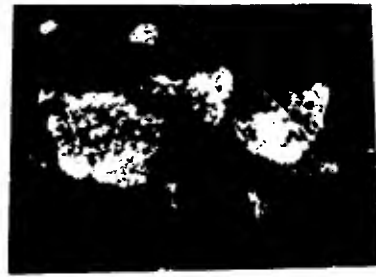
LEVHA II / PLATE II



1



2



3



4



5



6



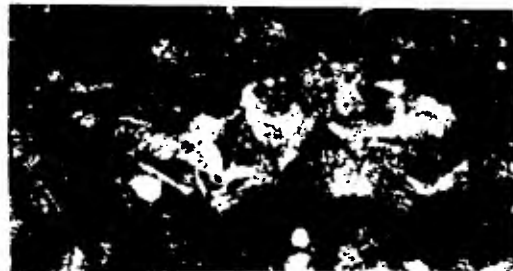
7



8



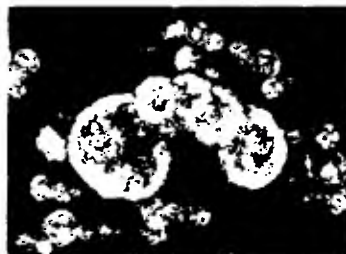
9



10



11



12



13

LEVHA III

Trocholina elongata LEUPOLD

Şekil 1. Kızılkayatepe ÖSK, eksenel kesit, X 30

Şekil 2. Kızılkayatepe ÖSK, eksenel kesit, X 30

Trocholina alpina LEUPOLD

Şekil 3. Kızılkayatepe ÖSK, eksenel kesit, X 30

Spiroloculina cretacea REUSS

Şekil 4. Örenköy ÖSK, eksenel kesit, X 30

Spirolina sp.

Şekil 5. Deresakırı ÖSK, eksenel kesit, X 30

Evertocyclamina hedbergi (MAYNC)

Şekil 6. Şahinler ÖSK, eksenel kesit, X 30

Nautiloculina oolithica MÖHLER

Şekil 7. Deresakırı ÖSK, eksenel kesit, X 30

Hedbergella sp.

Şekil 8. Şahinler ÖSK, eksenel kesit, X 30

Pseudocyclamina sp.

Şekil 9. Göçtepe ÖSK, eksenel kesit, X 30

Cyclamina sp.

Şekil 10. Deresakırı ÖSK, eksenel kesit, X 30

Whiteinella sp.

Şekil 11. Deresakırı ÖSK, eksenel kesit, X 30

PLATE III

Trocholina elongata LEUPOLD

Figure 1. Kızılkayatepe measured stratigraphic section, axial section, X 30

Figure 2. Kızılkayatepe measured stratigraphic section, axial section, X 30

Trocholina alpina LEUPOLD

Figure 3. Kızılkayatepe measured stratigraphic section, axial section, X 30

Spiroloculina cretacea REUSS

Figure 4. Örenköy measured stratigraphic section, axial section, X 30

Spirolina sp.

Figure 5. Deresakırı measured stratigraphic section, axial section, X 30

Evertocyclamina hedbergi (MAYNC)

Figure 6. Şahinler measured stratigraphic section, axial section, X 30

Nautiloculina oolithica MÖHLER

Figure 7. Deresakırı measured stratigraphic section, axial section, X 30

Hedbergella sp.

Figure 8. Şahinler measured stratigraphic section, axial section, X 30

Pseudocyclamina sp.

Figure 9. Göçtepe measured stratigraphic section, axial section, X 30

Cyclamina sp.

Figure 10. Deresakırı measured stratigraphic section, axial section, X 30

Whiteinella sp.

Figure 11. Deresakırı measured stratigraphic section, axial section, X 30

LEVHA III / PLATE III



1



2



3



4



5



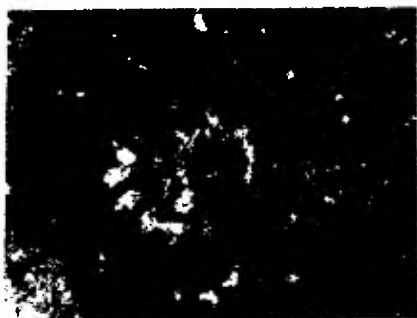
6



7



8



9



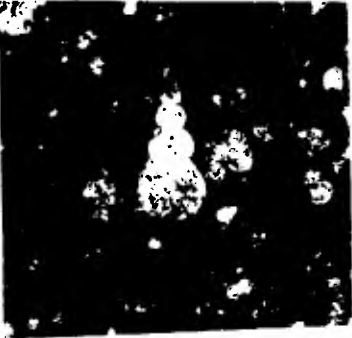
10



11

LEVHA IV PLATE IV

<i>Heterohelix</i> sp.	<i>Heterohelix</i> sp.
Şekil 1. Göçtepe ÖSK,eksenel kesit, X 30	Figure 1. Göçtepe measured stratigraphic section, axial section, X 30
Şekil 2. Şahinler ÖSK,eksenel kesit, X 30	Figure 2. Şahinler measured stratigraphic section, axial section, X 30
<i>Clypeina jurassica</i> FAVRE	<i>Clypeina jurassica</i> FAVRE
Şekil 3. Kasımlar ÖSK,eksenel kesit, X 30	Figure 3. Kasımlar measured stratigraphic section, axial section, X 30
Şekil 4. Kasımlar ÖSK,eksenel kesit, X 30	Figure 4. Kasımlar measured stratigraphic section, axial section, X 30
<i>Quinqueloculina</i> aff. <i>danubiaina</i> NEAGU	<i>Quinqueloculina</i> aff. <i>danubiaina</i> NEAGU
Şekil 5. Deresakırı ÖSK,eksenel kesit,X 30	Figure 5. Deresakırı measured stratigraphic section,axial section,X 30
Hauerinidae	Hauerinidae
Şekil 6. Örenköy ÖSK,eksenel kesit, X 30	Figure 6. Örenköy measured stratigraphic section, axial section, X 30
Radiolaria	Radiolaria
Şekil 7. Şahinler ÖSK, eksenel kesit, X 30	Figure 7. Şahinler measured stratigraphic section, axial section, X 30
Şekil 8. Kızılkayatepe ÖSK,eksenel kesit,X 30	Figure 8. Kızılkayatepe measured stratigraphic section,axial section,X 30



1



2



3



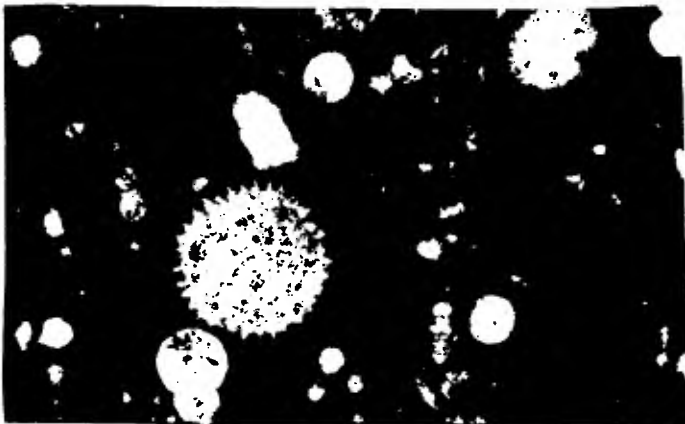
4



5



6



7



8

KOYULHISAR HEYELANLARINA YAPISAL VE JEOMORFOLOJİK AÇIDAN BAKIŞ

STRUCTURAL AND GEOMORPHOLOGICAL ASPECTS OF THE KOYULHISAR LANDSLIDES

Hüseyin SENDİR
Işık YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ : Geçmiş yıllarda, Koyulhisar' ın kuzey bölümü birçok heyelanlardan etkilenmiştir. Oldukça yağışlı bir yıl olan 1998 yılında, değişik boyutlarda birkaç heyelan meydana gelmiştir. Bunlar genellikle şev hareketlerine eğilimli olarak bilinen Iğdır kireçtaşları, Erdembaba volkanitleri ve Yeşilce formasyonunda etkin olmuşlardır. Bu çalışmada, detaylı jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalar yapıldıktan sonra, Sivas' ın kuzeydoğusunda yer alan Koyulhisar ilçesinde duraylılık koşulları tartışılmıştır. Çalışma alanındaki kayalar, faylanma etkisi ile oldukça kırıklı çatlaklı bir özellik kazanmışlardır. Jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalar, faylanma ve eklem özelliklerine bağlı olarak bozunma, dik topoğrafya, suyun kırıklar içerisine girmesi ve ağır yağışın heyelanların oluşması üzerinde önemli bir rol oynadığını göstermiştir.

Anahtar Kelimeler: Duraylılık, heyelan, jeomorfoloji, Koyulhisar, yapısal özellikler.

ABSTRACT : During the last years, the northern part of Koyulhisar has been affected by many landslides. In 1998, which was very wet year, several landslides of different volumes occurred. These mainly affected the Iğdır limestones, Erdembaba volcanics and Yesilce formations, which are well known for being prone to slope movements of many types and sizes. Detailed geological and geomorphological surveys were carried out, and stability conditions in Koyulhisar village located NE of Sivas (Turkey) are discussed in this paper. The rocks in the study area had been fractured by faulting. The geological and geomorphological investigations have shown that jointing and faulting in combination with persasive weathering, steep topography, water incisions and heavy rainfall have played a significant role in the occurrence of the landslides.

Key Words: Geomorphology, landslide, Koyulhisar, stability, structural properties.

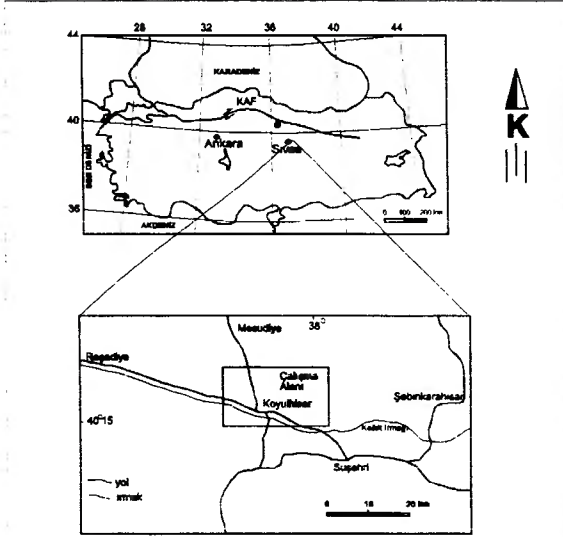
GİRİŞ

Koyulhisar ilçesi (Şekil 1), Sivas' a 180 km uzaklıkta olup, batıda Tokat' ın Reşadiye, kuzeyde Ordu ilinin Mesudiye, kuzeydoğuda Giresun' un Bulancak, batıda Suşehri ve güneyde Zara ve Hafik ilçeleri ile çevrilidir. Çalışma alanının tektonik olarak aktif bir fay olan Kuzey Anadolu Fay Zonu' nda yer alması nedeni ile, bölgedeki kayalar genellikle kırıklı, ezilmiş ve süreksizlikler içermektedir. Bölgedeki yüksek eğimli topografyaya da bağlı olarak bölge içerisinde eski ve yeni bir çok heyelanlar bulunmaktadır. Bu heyelanların hareket yönleri ise, genelde yerleşim alanlarını tehdit eder konumdadır.

Bu çalışmada, Koyulhisar ve civarında yer alan heyelanların jeomorfolojik, jeolojik ve yapısal özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Koyulhisar; Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yer alan, yüksek dağların ve sık ormanların bulunduğu bir bölgedir. Bu bölgenin sık sık heyelanlara maruz kaldığı bilinmektedir. Kaymalar genellikle ağır geçen kış mevsiminden sonra, Koyulhisar'ın daha çok kuzeyinde debrıs akmaları şeklinde gözlenmektedir. Meydana gelen son iki heyelan yollara, ziraat alanlarına ve ormanlara büyük zararlar veren ölçekte gerçekleşmiştir. Son yıllarda, 19 Ağustos 1998 ve 20 Haziran 2000 tarihinde meydana gelen heyelanlarla, özellikle ormanlar ve ziraat alanları oldukça büyük zararlar görmüşlerdir.

Koyulhisar heyelanlarının gerçekleşmesinin, daha önceden var olan kayma düzlemlerinin yeniden hareketlenmesi ile ilgili olduğu düşünülmektedir. Bölgedeki tektonik koşullar ve eski heyelanların etkisi altında ortaya çıkan yük-



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.
Figure 1. Location map for the study area.

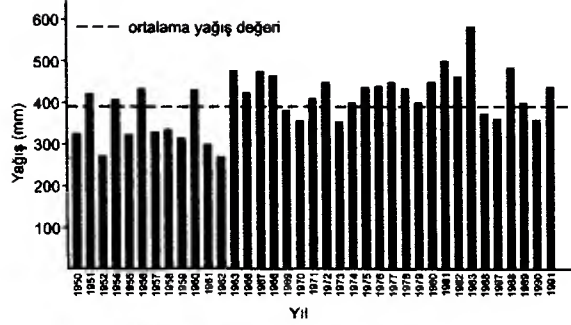
sek düzeyde kırıklı-çatlaklı kayaç yapı nedeni ile büyük kütle hareketlerinin varlığı ilk olarak akla gelmektedir.

İKLİM KOŞULLARI

Çalışma alanında, suyun temel kaynağı yağmur suları olup, bu sular hidrolojik çevrimin en önemli bileşenidir. Yağışlar her mevsime dağılmakla beraber, en fazla yağış Mayıs ayında olup 64 mm dir. En düşük yıllık ortalama yağış değeri 1962 yılında 265.9 mm ve en yüksek değer olan 575.1 mm ise 1983 yılında kaydedilmiş olup, Koyulhisar ve Suşehri Meteoroloji istasyonlarından alınan 37 yıllık ortalama yağış 394.6 mm dir (Şekil 2). En fazla yağış Mayıs ayında (64.4 mm), en az yağış ise Ağustos ayında (39 mm) gerçekleşmektedir. Sıcaklık verilerine göre; en sıcak ay 20.6 °C ile Ağustos, en soğuk ay -1.9 °C ile Ocak' tır. Yıllık ortalama sıcaklık 10.1 °C dir.

COĞRAFYA VE MORFOLOJİ

Koyulhisar ilçesi dağlık bir bölgede yer almaktadır. Çalışma alanının en önemli ve en büyük akarsuyu olan Kelkit Irmağı' nın bu bölgedeki uzunluğu yaklaşık 7 km olup, ilçeyi keserek yaklaşık doğu-batı yönünde ve Kuzey Anadolu Fayı' na yaklaşık paralel olarak uzanmaktadır. En yüksek tepe ve dağlar; Boztepe, Saytepe ve İğdir dağı olup sırasıyla 1361 m, 1240 m ve 1850 m yüksekliklerine sahiptirler. Çalışma alanı içerisindeki şev açıları ise 20 ° ile 75 ° arasında değişmektedir.



Şekil 2. Çalışma alanında yağış dağılımı (1950-1991).

Figure 2. Rainfall distribution at study area (1950-1991).

JEOLOJİ

Çalışma alanı, Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yer almakta olup, bu bölge faylanmalardan oldukça fazla etkilenmiştir. Çalışma alanındaki en önemli fay da yaklaşık KB-GD uzanımlı KAF dır.

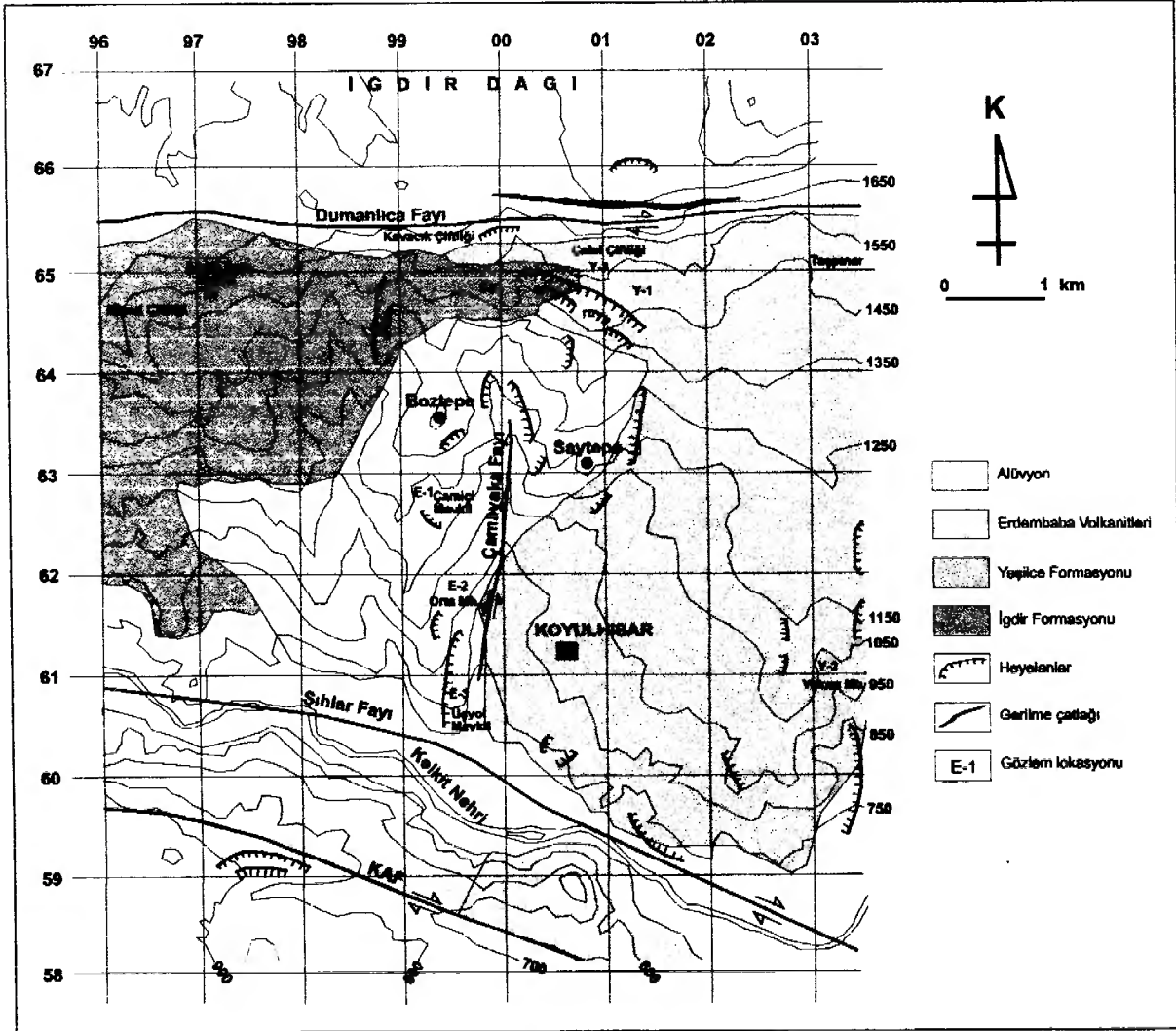
Stratigrafi

Çalışma alanında yüzeyleyen kayaçlar; yaşlıdan gence doğru; Maestrihtiyen yaşlı kireçtaşları, Eosen yaşlı Yeşilce Formasyonu ve Pliyosen yaşlı volkanitlerdir (Şekil 4). Bu kayaçları, kimyasal, mekanik ve/veya tektonik süreçlerle anakayadan türemiş olan gevşek yapılı genç kollüvyum malzeme örtmektedir. Bu birimler arasındaki tüm dokanaklar uyumsuzdur.

İlk defa Terlemez ve Yılmaz (1975) tarafından tanımlanmış olan, ancak daha sonra Toprak (1989) tarafından içindeki kumtaşı ve kiltası aratabakaları nedeni ile İğdir Formasyonu olarak adlandırılmış Üst Maestrihtiyen yaşlı kireçtaşları çalışma alanı içerisindeki en yaşlı birimdir. Bu kireçtaşları, ince tabakalı, beyazımsı sarı ve pembe, kırıklı, çatlaklı, ince kumlu kil aratabakalarının da gözlendiği bir özelliğe sahip olup, Rudist içermektedirler.

Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından tanımlanmış olan Lütesiyen Yeşilce Formasyonu, conglomerata, kumlu-çakıllı kireçtaşı, andezit, bazalt ve piroklastiklerden oluşmaktadır. Bu formasyon 5 üyeden oluşmakta olup, bunlar sırasıyla; Selecik kireçtaşı üyesi, Kabaklı üyesi, Andezit üyesi, Bazalt üyesi ve Habipli üyesidir. Çalışma alanında, bu üyelerden sadece ilk defa Seymen (1975) tarafından tanımlanmış olan Kabaklık üyesi gözlenmektedir. Bu üye çalışma alanı içerisinde, silttaşı, kiltası ve kumtaşı ardalanması olarak gözlenmektedir.

Eklemlili ve masif Erdembaba Formasyonu; dasit, andezit ve bazalt içermekte olup, beyazımsı gri ve sarımsı pembe renklidir.



Şekil 3. Çalışma alanının jeoloji haritası.
Figure 3. Geological map of the study area.

Çalışma alanındaki yamaçlar, bozunma, erozyon ve kütle hareketleri ile oluşmuş zeminlerle kısmen örtülüdür. Bu güncel örtünün kalınlığı 50 cm den 2-3 m ye kadar değişim göstermektedir ve kahverengi kumlu-siltli kil özelliğindedir.

Yapısal Jeoloji

Çalışma alanı Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yer almakta olup, faylanmadan oldukça etkilenmiştir. Burada gözlenen diğer faylar ise; Dumanlıca fayı, Çamlıyaka fayı ve Şihlar fayı'dır (Şekil 3).

Dumanlıca fayı, sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olup, Koyulhisar'ın 4 km kuzeyinde D-B yönünde uzanmaktadır. Çamlıyaka fayı ise Koyulhisar'ın yakın batısında, kuzeyden güneye doğru uzanmaktadır. Toprak (1988)' a göre bu

fay yaklaşık 4 km uzunluğunda, sol yanal antitetik bir faydır. Koyulhisar ilçesinin güneyinde yer alan ve Kuzey Anadolu Fayı'na paralel uzanan Şihlar fayı da sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır.

Bölgedeki kayalar yoğun olarak kırıklı ve çatlaklı olup, 2-4 eklem seti tanımlanmıştır. Çalışma alanı içerisinde farklı yerlerde ölçülmüş olan ortalama eklem doğrultuları 56°, 130°, 178°, 206° dir. Bu eklemler kayaları küçük bloklara ayırmıştır. Eklemlerin uzunlukları birkaç santimetreden onlarca metreye kadar değişim göstermektedir. Bazı eklemler geniş açıklığa sahip olup, bunlar başlıca killerden oluşan kalıntı malzemelerle doludur.

Egemen fay yönelimleri 290°-300°, 310°-320°, 350°-360°, 070°-080° olup, bu yönler sırası ile Y-makaslaması, R-Riedel makaslama-

SİSTEM	SERİ	FORMASYON	SEMBOL	AÇIKLAMALAR
TERSİYER	PLYOSEN	Erdembaba volkanitleri	[Dotted pattern]	Alüvyon ve yamaç molozu
				Genellikle andezitik daha az bazaltik lav akıntıları
	EOSEN	Yeşilce Formasyonu	[Cross-hatched pattern]	Aglomera, tuf ve andezitik lav akıntısı
KRETASE	Üst	İğdir kireçtaşları	[Cross-hatched pattern]	Kireçtaşları

Ölçeksiz

Şekil 4. Jeolojik dikme kesit.

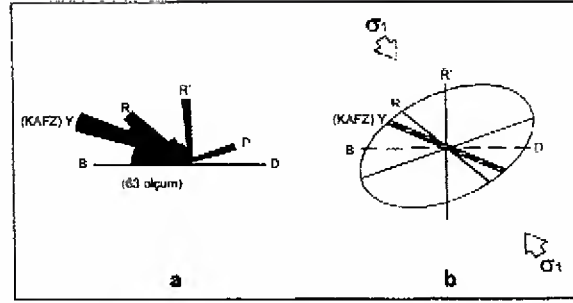
Figure 4. Geological columnar section.

sı, R' eşlenik makaslama ve P makaslama'larına karşılık gelir. Buna göre; asal gerilme yönü 330°-340° dir (Şekil 5) (Toprak, 1988).

MİNERALOJİ-PETROGRAFİ

Çalışma alanında yüzeyleyen kayaların mineralojik ve petrografik özellikleri incelenip kaya tanımlamaları yapılarak, litolojinin ayrışma ve bozunmaya olan etkisinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu incelemeler, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarı'nda hazırlanan lam preparatları (ince kesit) üzerinde Nikon-Labophot-Pol tipi binoküler araştırma mikroskopunda Moorhouse (1969), Erkan (1994), McKenzie ve Guildorf (1980), tarafından tanımlanan ölçütlere göre gerçekleştirilmiştir. Bu incelemelerle, kayaçları oluşturan bileşenler ve bunların dokusal özellikleri tanımlanarak kayaçların adlandırılmalarnın yanı sıra; alterasyon ve bozunma ürünleri saptanmıştır.

Erdembaba Volkanitleri' ne ait birimlerden alınan örnekler üzerinde yapılan optik mikroskopik (OM) çalışmalarda, Streckeisen (1978) diyagramı kullanılarak bu birimlerin yaygın olarak bazaltik ve andezitik kayalardan oluştuğu sonucuna varılmıştır. Bu birimi oluşturan fenokristallerin homblend, plajiyoklaz, öjit ve biyotitlerden oluştuğu saptanmıştır. Plajiyoklazların genellikle zonlu doku gösterdikleri, homblendlerin tek yönde dilinime sahip oldukları gözlenmiştir. Kayalarda yaygın olarak gözlenen dokunun holokristalin hipidiyomorf porfirik doku olduğu saptanmış, yer yer karbonatlaşma ve biyotitlerde ise opasitleşme türü bozunmalara rastlanmıştır.



Şekil 5. a. Fayların egemen yönelimlerini gösteren gül diyagramları, b. Faylarla ilgili açıklamalar (NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, Y: Y-makaslaması (290°-300°), R: Riedel-makaslaması (310°-320°), R': eşlenik makaslama (350°-360°), P: P-makaslaması (070°-080°), σ_1 : asal gerilme yönü (330°-340°) (Toprak, 1988' den).

Figure 5. a. Rose diagram showing the dominant trends of the faults, b. Interpretation of the faults (NAFZ: North Anatolian Fault Zone, Y: Y-shear (290°-300°), R: Riedel-shear (310°-320°), R': Conjugate shear (350°-360°), P: P-shear (070°-080°), σ_1 : principal stress direction (330°-340°) (After Toprak, 1988).

tuğu sonucuna varılmıştır. Bu birimi oluşturan fenokristallerin homblend, plajiyoklaz, öjit ve biyotitlerden oluştuğu saptanmıştır. Plajiyoklazların genellikle zonlu doku gösterdikleri, homblendlerin tek yönde dilinime sahip oldukları gözlenmiştir. Kayalarda yaygın olarak gözlenen dokunun holokristalin hipidiyomorf porfirik doku olduğu saptanmış, yer yer karbonatlaşma ve biyotitlerde ise opasitleşme türü bozunmalara rastlanmıştır.

Yeşilce Formasyonu' na ait örneklerin OM incelemeleri sonucunda, Streckeisen (1978) diyagramı kullanılarak birimlerin bazaltik karaktere sahip oldukları saptanmıştır. Yeşilce Formasyonuna ait kayaların; plajiyoklaz, öjit, biyotit fenokristallerinden ve opak minerallerden oluştuğu saptanmıştır. Plajiyoklazların genellikle zonlu doku gösterdikleri, homblendlerin tek yönde dilinime sahip oldukları gözlenmiştir. Yaygın olarak holokristalin hipidiyomorf porfirik doku egemendir. Yer yer karbonatlaşma türü bozunmalara da rastlanmıştır.

İğdir Formasyonu' na ait numunelerin optik mikroskopik incelemeleri neticesinde ise, Folk (1988) diyagramı kullanılarak, bu birimlerin mikritik ve intraklastlı oosparitik karakterli oldukları saptanmıştır. Intraklastlı oosparitik bileşenlerinden, intraklastlar gelişigüzel biçimli, kötü boylanmalı, fosiller ise miliolid ve idalin cinslerindedir. Oolitler konsantrik halkalar şeklinde,

bazen yuvarlak ve elipsoidaldır. Bağlayıcı türü kalsittir. Tane boyu ve şekli orta kum ve yuvarlak, köşeli, yarı köşelidir. İstiflenme oldukça iyidir. Bağlayıcı spartit olduğu için iyi yıkanmış, boylanma orta-iyi, yuvarlaklık iyi olduğundan dokusal açıdan olgundur. Mikrit içerisinde az da olsa miliolid cinsi fosil izlerine rastlanmıştır.

SON İKİ HEYELANIN TANIMLANMASI

Çalışma alanı içerisinde son üç yıl içerisinde iki büyük heyelan meydana gelmiştir. Bunlardan birisi, 1998 yılında, 19 Ağustos sabahı, Koyulhisar ilçesine bağlı Aklan mezarındaki tepelerde, yaklaşık KD-GB doğrultusunda olmuştur. Heyelan yaklaşık olarak 1.5 km² lik bir alanda gerçekleşmiştir ve yine yaklaşık 400 000 m³ hacme sahiptir. Bu heyelanla, 2 km uzaklıktaki Aklan deresi 24 saat içerisinde yamaç molozu ile tamamen dolmuş ve buna bağlı olarak da yerleşim alanları için büyük tehlike oluşturduğu gözlenmiştir. Ancak, Koyulhisar'ın kuzeyindeki 1240 rakımlı Saytepe bir bariyer görevi yaparak, heyelanların yerleşim yerlerine ulaşmasına engel olmuştur. İki gün sonunda, heyelanın denge durumuna geldiği, hareketin giderek bittiği ve geriye doğru yeni gerilme çatlaklarının oluştuğu gözlenmiştir (Yılmaz ve Sendir, 2000). Daha sonra, 2000 yılı Temmuz ayında, 1998 yılında meydana gelen heyelanlarla ilgili çalışmalarla da öngörülmüş olan yeni bir heyelan bir önceki heyelanın hemen gerisinde, daha kuzeyde meydana gelmiştir. Hem 1998 hem de 2000 yılında meydana gelen heyelanlarda gerilme çatlaklarının su ile dolu olduğu, ve kayan her kütlelerin topuğunda göllerin oluştuğu gözlenmiştir. Yine, bu her iki heyelan da, son yılların en ağır geçen kış ve bahar mevsiminden sonra gerçekleşmiştir.

YAPISAL AÇIDAN ŞEVLER

Çalışma alanındaki kayalar, faylanmaların etkisi altında eklemli bir yapı kazanmıştır. Üç veya dört eklem seti genellikle hakimdir. Ortalama eklem doğrultusu 70° olarak belirlenmiştir. Eklemlerin uzunlukları ise, birkaç santimetreden onlarca metreye kadar değişim göstermektedir. Bazı eklemler geniş açıklığa sahip olup, bunlar başlıca killerden oluşan kalıntı malzemelerle doludur. Kayalardaki bu yoğun eklemler yeraltısuyunun dolaşımına imkan vermekle birlikte, stabiliteyi kritik koşullara ulaştırabilmektedir. Süreksizlikler genellikle şev yüzeylerine paralel olarak uzanmaktadır.

Süreksizlikler, I.S.R.M. (1978)' e göre tanımlanmış olup, bunların eğim ve doğrultuları ile şevlerin eğim ve doğrultuları ekvatoriyal eş alan diyagramlarına geçirilmiştir (Şekil 6). Elde

edilen projeksiyonlar birkaç önemli kutupsal yoğunlaşmaların varlığını göstermiştir. Bu grafiklerden, eklemlerin ortalama yönleri ve onların eğim ve doğrultuları da saptanmıştır.

Hutchinson (1988) ve Goodman (1989)' a göre; süreksizlikler ve bunların eğim yönleri, doğrultuları ve düzeyleri ile süreksizliklerin kesişimleri yamaçların duraylılıklarını etkileyen önemli faktörlerdir. Çünkü, bu kesişimler daha önceki kaymalarda varolan yüzeyleri gösterebilir (Abderahman, 1998). Bu bakış ile, çalışma alanındaki potansiyel duraysızlık yönleri, süreksizliklerin kesişim noktalarının yamaç doğrultuları, eğimleri ve eğim yönleri ile karşılaştırılması elde edilmiştir (Şekil 7, 8, 9). Elde edilen bu potansiyel yenilme düzlemlerine göre; şevlerin duraylılığı temel olarak KD-GB ve özellikle de KB-GD yönünde etkilenmektedir. Bu yönler, Toprak (1988)' in elde etmiş olduğu asal gerilme yönlerine de uyum göstermektedir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

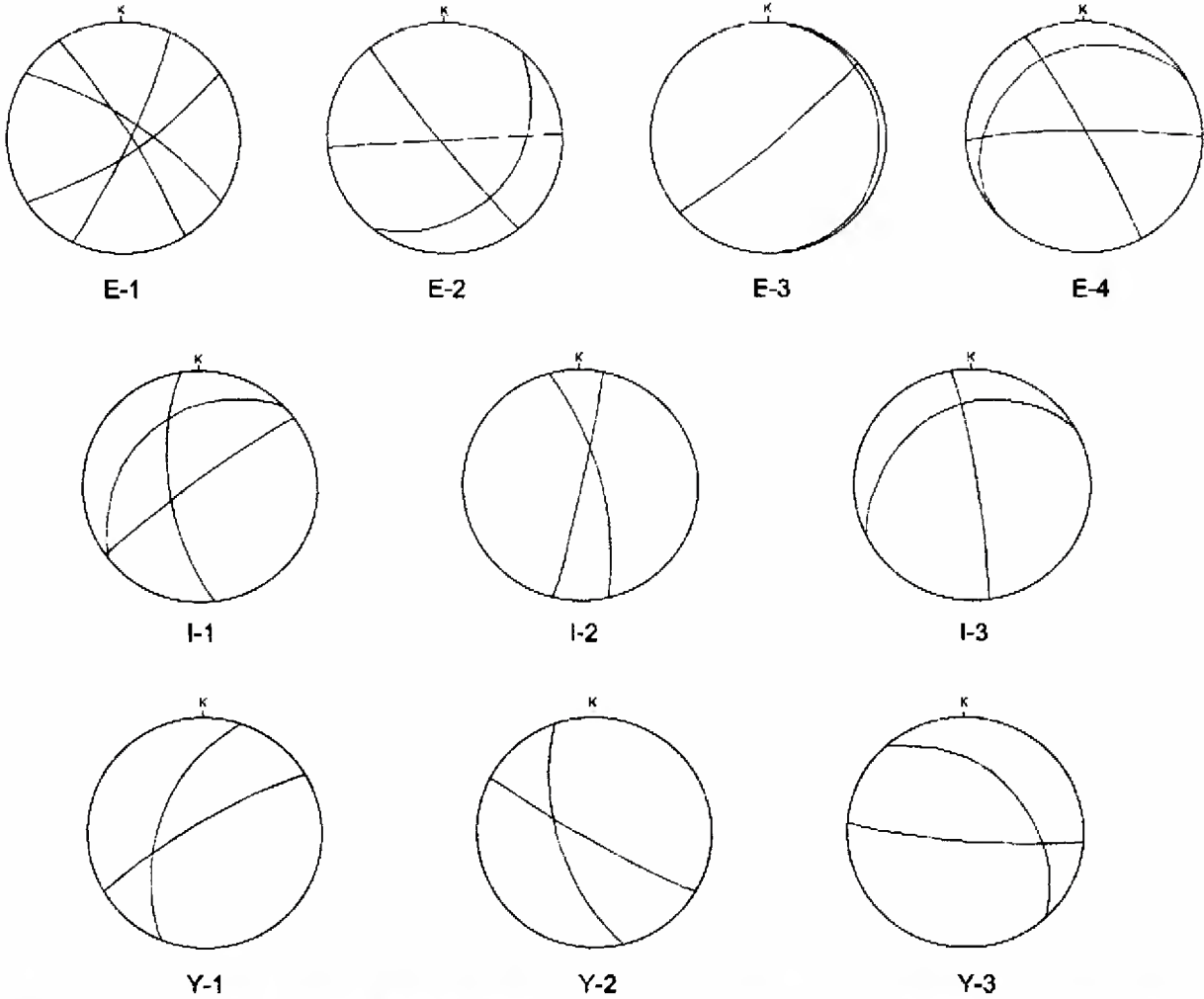
Bu çalışmada gerçekleştirilen arazi çalışmaları ve laboratuvar deneylerinden elde edilen verilerin değerlendirilmesiyle varılan genel sonuçlar ve tartışmalar aşağıda özetlenmiştir.

Çalışma alanı içerisinde yaşlıdan gence doğru; Üst Kretase yaşlı Kapaklı Formasyonu (Krk), Maestrihtiyen yaşlı İğdir Formasyonu (Kri), Eosen yaşlı Yeşilce Formasyonu (Tye) ve Pliyosen yaşlı Erdembaba Volkanitleri (Ter) olmak üzere dört birim ayıklanmıştır.

Optik mikroskobik incelemeler sonucunda; Erdembaba Volkanitlerine ait birimlerin yaygın olarak bazaltik ve andezitik kayalardan, Yeşilce Formasyonu' na ait birimlerin bazaltik kayalardan, İğdir Formasyonu' na ait birimlerin ise mikritik ve spartik karakterli kayalardan oluştuğu sonucuna varılmıştır.

Gerçekleştirilen çalışmalar sonucunda, çalışma alanı içerisindeki potansiyel yamaç duraysızlıklarının, genellikle güneye doğru (G, GB ve GD) hakim olduğu görülmüştür. Bu da Koyulhisar ilçesi ve civarındaki hakim yamaç yönleridir. Çalışma alanı içerisinde belirlenmiş olan eski ve yeni tüm heyelanlar, güneydeki Şihlar fayı ile kuzeydeki Dumanlıca fayı arasında gözlenmiş olması, bu heyelanların tümünün kuzeyden güneye doğru, Dumanlıca fayından Şihlar fayına kadar uzanan ve bir çok heyelanın birleşmesi ile oluşturulabilecek karmaşık bir heyelan sistemi ile açıklanması mümkündür.

Saha gözlemleri, jeolojik verilerin ve laboratuvar çalışmalarının değerlendirilmesi sonucunda, heyelanların oluşumunda, özellikle beş faktörün önemli rol oynadığı söylenebilir. Bunlar aşağıdaki gibidir.



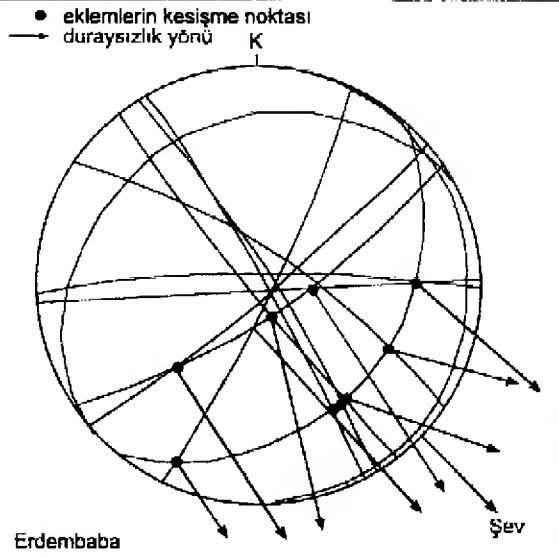
Şekil 6. Ölçüm istasyonlarından elde edilen ana süreksizlik setlerinin büyük daireleri (E: Erdembaba volkanikleri, I: İğdir kireçtaşı, Y: Yeşilce formasyonu). Ekvatorial, eşalan stereonetleri, lower-hemisphere.

Figure 6. Great circles of main discontinuity sets from measurement stations (E: Erdembaba volcanics, I: İğdir limestone, Y: Yeşilce formation). Equatorial, equal-area stereonets, lower hemisphere.

Eski yenilmeler: Önceden meydana gelmiş olan yenilmeler, kaya kütlelerini kayma düzlemlerinde artık (residüel) gerilmeler bırakacak şekilde etkilemiş ve 1998 heyelanından önce kaya kütleleri sadece kritik duraylılığa ulaşabilmiştir.

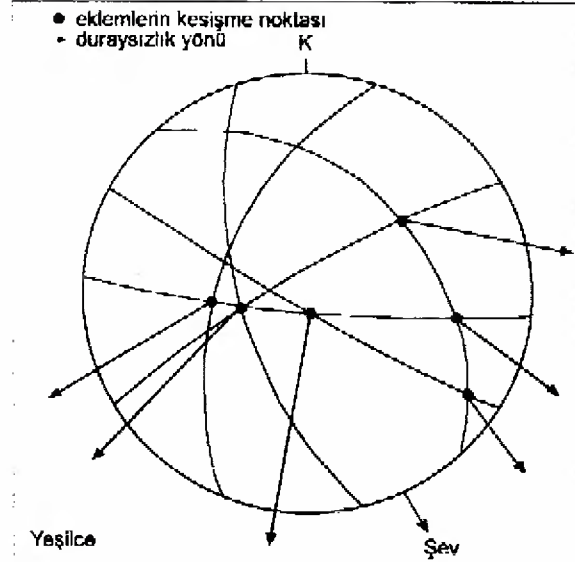
Süreksizlikler: Kaya kütlelerinin içerdiği, kırık çatlak gibi süreksizlikler heyelanların oluşumuna katkıda bulunan temel özelliktir. Daha önceden de bahsedildiği gibi, çalışma alanındaki faylanma etkisi ile gelişen kırık, çatlaklar ve bunların morfoloji ve şev yönlerine göre uyumlan heyelanların gerçekleşmesine neden olmuşlardır. Bu yenilmeler, etkin kırık çatlak setlerinin oluşturduğu düzlemlerin kesişmesi ile meydana gelmiştir.

Yağışlar ve bitki örtüsü: Özellikle 1998 ve 2000 yılı heyelanlarından önce gerçekleşmiş olan bol yağışlı kış ve ilkbahar mevsimlerinin etkisi ile kırık ve çatlakların su ile dolması sonunda, hem buralarda yaygın kil dolgunun dayanımını düşürmüştür, hem de buralarda kayma düzlemlerinde hareketin oluşmasına katkıda bulunmuştur. Bununla birlikte, kayaların üzerinde bulunan kalın toprak örtüsünün birim hacim ağırlığının artmasına da katkıda bulunarak şevlerde ek yükleri artırmıştır. Çalışma alanındaki şevler üzerinde bulunan sık ormanlık özelliği, yağışlı sezonda ve karların erimesi sırasında suyun şev aşağı akışını yavaşlatmış ve suyun toprak malzemenin içerisine doğru sızmasını kolaylaştırmıştır. Böylece yamaçta kaymayı oluşturan kuvvetler artmıştır.



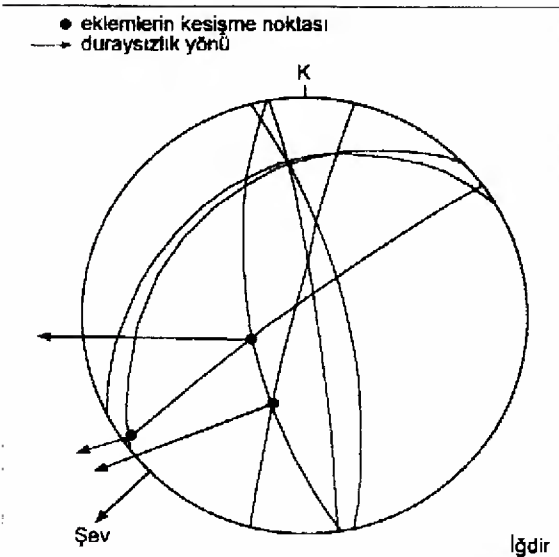
Şekil 7. Çalışma alanında, Erdembaba volkaniklerinin yenilme (heyelan) eğilimini gösteren yapısal özelliklerinin stereo izdüşümleri (çatlakların kesişimleri).

Figure 7. Stereoplot of structural conditions of Erdembaba volcanics (intersections of joints) likely to give rise to failure (landslides) in the study area.



Şekil 8. Çalışma alanında, Yeşilce formasyonunun yenilme (heyelan) eğilimini gösteren yapısal özelliklerinin stereo izdüşümleri (çatlakların kesişimleri).

Figure 8. Stereoplot of structural conditions of Yeşilce formation (intersections of joints) likely to give rise to failure (landslides) in the study area.



Şekil 9. Çalışma alanında, Iğdır kireçtaşlarının yenilme (heyelan) eğilimini gösteren yapısal özelliklerinin stereo izdüşümleri (çatlakların kesişimleri).

Figure 9. Stereoplot of structural conditions of Iğdır limestone (intersections of joints) likely to give rise to failure (landslides) in the study area.

Topografya: Çalışma alanının sahip olduğu dik topografya, ki eğimler 20° ile 70° arasında değişim göstermektedir, kaydırıcı kuvvetlerin artmasına katkıda bulunmuştur.

Tektonik aktivite: Çalışma alanının KAFZ üzerinde bulunduğu ve KAF' in aktif olduğu göz önünde bulundurulduğunda, sürekli bir hareketin varlığı da ortadadır. Bu sürekli hareket, kritik duraylılık koşuluna ulaşmış şevlerin harekete geçmesinde ve bu kritik koşula ulaşmada rol oynamıştır.

Bozunma ve Ayrışma: Çalışma alanındaki birimlerde özellikle egemen süreksizliklerin eğim yönlerinin çakıştığı bölgelerde yoğun bir bozunma ve ayrışma zonları gelişmiştir. Özellikle yağışın bol olduğu dönemlerde suyun etkisiyle makaslama dayanımı azalmış ve kaydırıcı kuvvetler artarak yenilmeler meydana gelmiştir.

Tüm bunlara bağlı olarak, Koyulhisar ilçesi ile bağlı diğer yerleşim alanları ileriye yönelik olarak sürekli heyelan tehlikesi altında bulunmaktadır. Henüz harekete geçmemiş olan birçok yerde de, kritik denge koşuluna ulaşılması sonunda heyelanlar meydana gelebilir. Bu nedenle; bölgede Koyulhisar' ın daha doğusunda ki düzlük bölgeler heyelan açısından oldukça güvenli bölgelerdir.

KAYNAKLAR

- Abderahman, N. B., 1998, Landslides at km 56.4 along the Irbid-Amman Highway, Northern Jordan. AAPG, Division of Environmental Geosciences, 5 (3), 103-113.
- Erkan, Y., 1994. Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmeleri. TMMOB Jeoloji Mühendisliği Odası Yayınları, Ankara, 42, 405 s.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170 pp.
- Goodman, R. E., 1989, Introduction to Rock Mechanics, 2nd Edition, New York, John Wiley and Sons.
- Hutchinson, J. N., 1988, General report : Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. Landslides, 1, 3-35
- I.S.R.M., 1978, Suggested methods for the quantitative description of the discontinuities in rock masses. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr., 15, 319-368.
- McKenzie, W. S. and Guildorf, C., 1980. Atlas of Rock Forming Minerals in Thin Section. John Wiley and Sons, New York.
- Moorhouse, W. W., 1969. The Study of Rocks in Thin Section. Harper and Row, New York, 514 p.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu' nun tektonik özelliği. PhD Thesis, İstanbul Technical University, 192 p.
- Streckeisen, A., 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Recommendations and Suggestions. Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen, 31, 1-14.
- Terlemöz, İ. ve Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Reşadiye-Koyulhisar-Karaçayır-Hafik arasında kalan bölgenin jeolojisi. M.T.A. Raporu, No. 6671.
- Toprak, V., 1988, Neotectonic characteristics of the North Anatolian Fault Zone between Koyulhisar and Suşehri (NE Turkey). METU J. Pure and Appl. Sci., 21 (1-3), 155-168.
- Uysal, Ş., 1995, Koyulhisar (Sivas) yöresinin jeolojisi. M.T.A. Raporu, No. 9838.
- Yılmaz, İ. ve Sendir, H., 2000. Koyulhisar (Sivas) heyelanlarına ait ön inceleme sonuçları. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, 85.

KORU (ÇANAKKALE) Pb-Zn YATAKLARININ JEOLJİSİ, CEVHER MİKROSKOPİSİ VE SIVI KAPANIM ÖZELLİKLERİ

GEOLOGY, ORE PETROGRAPHY AND FLUID INCLUSION CHARACTERISTICS OF THE KORU (ÇANAKKALE) Pb-Zn DEPOSITS

Gülcan BOZKAYA
AhmetGÖKÇE

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ : Koru (Çanakkale) baritli kurşun - çinko yatakları Biga Yarımadası'nda Tersiyer yaşlı volkanik kayalar içinde gözlenen kurşun - çinko yataklarının tipik örneklerinden birisi olup, günümüzde kurşun - çinko üretimi amacıyla işletilmektedir.

Yatakların yakın çevresinde yüzeyleyen volkanik kayalar; Eosen yaşlı Akçaalan andeziti, Oligosen yaşlı Adadağı piroklastikleri, Miyosen yaşlı Dededağ dasiti, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Karaömerler bazaltı şeklinde ayrılmışlardır.

İnceleme alanı içindeki cevherleşmeler, Adadağı piroklastikleri içinde BKB -DGD konumlu fay hattı boyunca damar tipi ve üst seviyelerdeki ileri derecede breşleşmiş kesimlerde stockwork tipi oluşumlar şeklindedir. Cevherleşmelerde galenit, sfalerit ve barit hakim mineraller olup, pirit, kalkopirit, fahlerz (tennantit), markazit, kalkosin, kovellin, bornit, tenorit ve kuvars az miktarlarda bileşime katılmaktadır. Minerallerin birbirleriyle olan ilişkilerine göre 5 ayrı oluşum evresi tanımlanmıştır. I. evre; barit ve pirit, II. ve III. evreler; galenit, sfalerit, kalkopirit, fahlerz, bornit ve markazit, IV. evre; barit, kuvars ve kalsit, V. evre ise; kalkosin, kovellin ve tenorit oluşumu ile temsil edilmektedir.

Sıvı kapanım incelemeleri sırasında ölçülen T_{FM} , T_{MICE} ve T_H değerleri, mineral oluşturucu hidrotermal çözeltiler içinde $CaCl_2$ ve $MgCl_2$ gibi tuzların bulunduğunu, baritlerin oluşumu sırasında hidrotermal çözeltilerin tuzluluklarının biraz yüksek, sıcaklıklarının düşük olduğunu (80 °C'den daha düşük), sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında tuzluluğun önemli miktarda düştüğünü, sıcaklığın 270 °C'ye kadar yükseldiği, sfaleritlerin 120 - 160 °C sıcaklık aralığında oluştuğunu (sfaleritlerde birincil kapanımlar) göstermektedir. Çözeltiler içinde $CaCl_2$ ve $MgCl_2$ gibi tuzların bulunması, mineral oluşturucu hidrotermal çözeltilerin ya deniz suyu kökenli olduklarını veya denizel sedimanlar içinden geçerek ortama geldiklerine işaret etmektedir.

Belirtilen mineral süksesyonuna ve ölçülen T_H değerlerine göre; önce düşük sıcaklıklarda barit oluşmuş, daha sonraları sıcaklık yükselmiş ve sülfürlü mineraller çökelmiştir. Bu durum olağan hidrotermal sistemlere uymamakta olup, sığ derinliklere inerek az ısınmış deniz suyunun bariti oluşturacak Ba^{2+} ve SO_4^{2-} iyonlarını çözüp getirdiği ve erken evrede çökeltiliği, derinlere inerek daha fazla ısınmış deniz suyunun ise daha geç ortama geldiği ve yan kayalardan çözerek taşıdığı Pb^{2+} , Zn^{2+} ve Cu^{2+} gibi iyonlarını çökeltiliği şeklinde açıklanabilir.

Anahtar kelimeler : Çanakkale, Pb-Zn yatağı, jeoloji, cevher mikroskopisi, sıvı kapanım

ABSTRACT : Koru (Çanakkale) barite bearing lead-zinc deposits are typical examples of the lead-zinc deposits occurred in the Tertiary volcanic rocks outcropped in the Biga Peninsula, and are being mined for lead-zinc production.

Volcanic rocks around the investigated deposits are distinguished as; Eocene Akçaalan andesite, Oligocene Adadağı pyroclastics, Miocene Dededağ dacite and Plio-Quaternary Karaömerler basalt.

The investigated deposits hosted by Adadağı pyroclastics and show two different mineralization styles such as stockwork ore veinlets in the upper parts and ore veins along the fault zones as WNW-ESE in direction. Galena, sphalerite, barite are the main minerals and accompanied by minor amounts of pyrite, chalcopyrite, fahlerz (tennantite), marcasite, chalcosine, covelline, bornite, tenorite and quartz. Five different formation stages were recognized based on each others'

relations of minerals. These were represented by barite, pyrite in the I. stage, galena, sphalerite, chalcopyrite, fahlerz, bornite, marcasite in the II. and III. stages, barite, quartz, calcite in the IV. stage, chalcosine, covelline, tenorite in the IV. stage.

T_{FM} , T_{MICR} and T_H values measured during fluid inclusion studies indicate the presence of $CaCl_2$ and $MgCl_2$ types of salts in the mineralizing hydrothermal solutions, salinity of the hydrothermal solutions is rather relatively high during barite crystallisation in the early episode of mineralization, while decreased during the sulfide dominated later episode of mineralization. The temperatures of fluids is low (< 80 °C) during the early phase and increased up to 270 °C during the later phase. Sulfide minerals seem to be formed in a temperature range of 120-160 °C according to the primary fluid inclusion in sphalerite crystals. The presence of $CaCl_2$ and $MgCl_2$ indicate that the mineralizing hydrothermal solutions are either originated from sea water or circulated through the marinal sediments.

Barite was first occurred in the low temperatures and then sulphur minerals were precipitated by means of increasing of the temperature, according to mineral succession and the measured T_H values. This event is not suitable for the hydrothermal systems and could be explained as follow. Sea water was low heated by passing into shallow depths and dissolved Ba^{2+} and SO_4^{2-} ions and then have the barite precipitated in the early stage. More heated sea water was later descended to deeper parts and have the ions precipitated, such as Pb^{2+} , Zn^{2+} ve Cu^{2+} transported by dissolving the wall rocks.

Key words : Çanakkale, Pb-Zn deposit, geology, ore microscopy, fluid inclusion

GİRİŞ

Koru baritli kurşun-çinko yatakları, Biga yarımadasının kuzey kesiminde gözlenen çok sayıda Pb-Zn cevherleşmelerinden birisi olup, Çanakkale iline bağlı Lapseki ilçesinin güneydoğusunda, Kuru köyü yakınlarında, 1 : 25.000 ölçekli Çanakkale H17 a3, d2, b4 ve c1 paftaları üzerinde bulunmaktadır (Şekil 1).

Yatakların bulunduğu bölgede, maden jeolojisi amaçlı ilk çalışma Gjelsvik (1936) tarafından yapılmış olup; daha sonraki yıllarda sırasıyla Dinçer (1958), Tolun ve Baykal (1960), Alpan (1968) Yanagiya ve Sato (1989) ile, Andiç ve Kayhan (1997) gibi araştırmacılar tarafından çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar, prospeksiyon ve rezerv hesaplamalarına yönelik çalışmalar şeklinde olup, cevherleşmenin jeolojik özelliklerinin, oluşum koşullarının ve kökenlerinin belirlenmesi açısından yetersiz kalmaktadırlar.

Bu çalışma, birinci yazar tarafından (ikinci yazar danışmanlığında) yataklar üzerinde yapılmış, doktora tez çalışmasının (Bozkaya, 2001) bir kısmını kapsamakta olup, yöredeki yatakların; yataklanma şekilleri, cevher-yan kayaç ilişkileri, mineralojik bileşimleri, yapısal ve dokusal özellikleri gibi temel özellikleri incelenmeye ve elde edilen bulgularla yatakların oluşum koşulları ve kökenleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

GENEL JEOLÖJİK ÖZELLİKLER

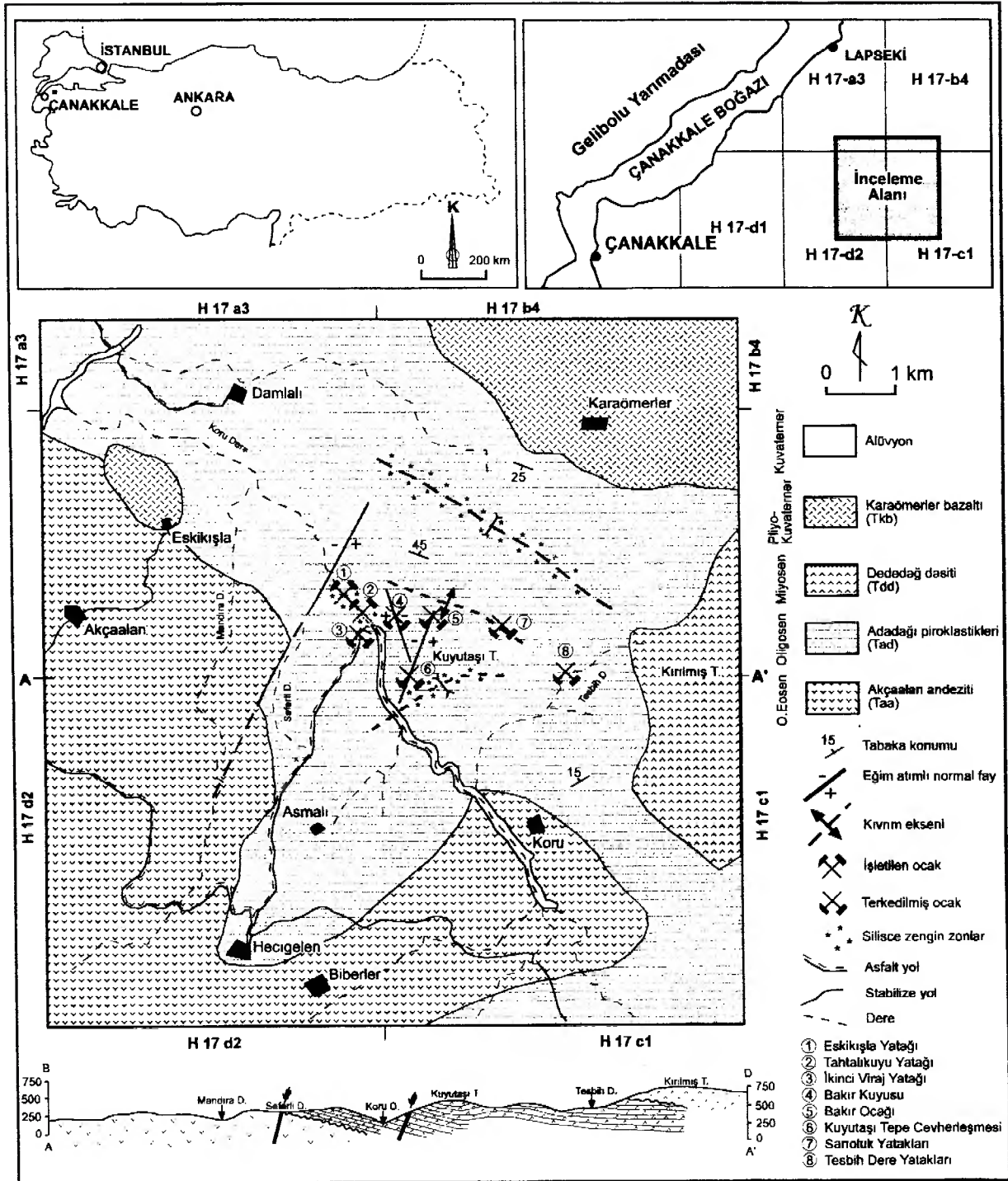
Yerel Stratigrafi

İnceleme alanının içinde bulunduğu Biga yarımadası değişik yaş ve litolojilere sahip

metamorfik, plütonik, volkanik, volkano-sedimanter ve sedimanter kayalardan oluşmaktadır (Ercan ve diğ., 1995, Ercan ve Türkecan, 1984, Holmes, 1966, Kopp, 1984, Okay ve diğ., 1990, Önem, 1974, Sfondrini, 1961, Siyako ve diğ., 1989, Ünal, 1967, Yanagiya ve Sato, 1989).

İncelenen yataklar çevresinde, Tersiyer yaşlı volkano-sedimanter kayalar yüzeylemekte olup, kayaç türleri, yayılımları ve yaşları dikkate alınarak; Akçaalan andeziti (Orta Eosen), Adadağı piroklastikleri (Oligosen), Dededağ dasiti (Miyosen), Karaömerler bazaltı (Pliyo-Kuvaterner) ve alüvyonlar (Kuvaterner) şeklinde ayrılmışlardır (Şekil 1).

Akçaalan andeziti (Taa); inceleme alanının batı ve güney kesimlerinde, Akçaalan, Hacıgelen ve Kuru Köyleri çevresinde, oldukça geniş bir alanda yüzeylenmektedir. Andezit, bazaltik andezit, ender olarak riyodasit ve dasit bileşimli volkanik kayalardan oluşmaktadır. Üst seviyelere doğru piroklastik arakatkılar ve kireçtaşı arabantları da gözlenmektedir. Andezitler, hipohyalin porfirik dokulu olup, volkan camı ve mikrokristallerden oluşan hamur içinde başlıca plajiyoklaz ve ojit / eginnojit türü piroksen ile daha az miktarda biyotit ve hornblend fenokristalleri içermektedir. Ender olarak gözlenen riyodasitler silisleşmiş-kloritleşmiş hamur içerisinde başlıca polisentetik ikizlenmeli ve zonlu dokulu serizitleşmiş plajiyoklaz, karlsbad ikizlenmeli killeşmiş sanidin, kemirilmiş kuvars, karbonatlaşmış piroksen ve opaklaşmış biyotit fenokristalleri içermektedir. Vitroklastik porfirik dokulu tüflerin büyük bir çoğunluğu andezitik bi-



Şekil 1. İnceleme alanının coğrafik konum ve jeolojik haritası.
 Figure 1. Geographic setting and geological map of the study area.

leşimli olup, Schmid (1981) sınıflamasına göre çoğunlukla litik kül tüf, daha az bir kesimi ise camsı kül tüflerden oluşmaktadır. Kireçtaşları Folk (1968) sınıflamasına göre intraklastik biyomikrit olarak adlandırılmışlardır. Birim Adadağı piroklastikleri tarafından uyumsuzlukla

örtölmektedir. Kireçtaşı arabantlarından alınan örneklerde; *Gypsina* sp., *Assilina* sp., *Rotalidae*, *Gastropod* kavkı kırıkları ve alg fosilleri belirlenmiş ve Orta Eosen yaşı verilmiştir.

Adadağı piroklastikleri (Tad); İnceleme alanının orta kesimlerinde, geniş bir alanda

yüzelemektedir. Trakit, latit, dasit, riyodasit bileşimli tuf ve aglomeralar ile ender olarak andezitik ve dasitik lavlardan oluşmaktadır. Tüfler, aglomeralarla ardalanmalı olduğu seviyelerde, aşınma farklılıkları nedeniyle daha belirgin tabakalı ve basamaklı bir görünüm sergilemektedir. Aglomeraların yanısıra, silisçe zengin (riyolitik) seviyelerde köşeli bileşenlerden oluşan piroklastik breşler de gözlenmektedir. İnce kesit incelemelerinde tüfler, Schmid (1981) sınıflamasına göre başlıca litik kül tuf, ender olarak da camlı kül tuf olarak adlandırılmıştır. Pb-Zn cevherleşmelerinin bulunduğu kesimlerde tüflerde silisleşme ve kaolinleşme yaygındır. Adadağı piroklastikleri Akçaalan andeziti üzerinde uyumsuz olarak yer almakta, Dededağ dasitine ait lavlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Birim içerisinde yaş verebilecek fosil belirlenememekle birlikte önceki araştırmacılarca verilen Oligosen yaşı bu çalışmada da benimsenmiştir.

Dededağ dasiti (Tdd); İnceleme alanının doğu kesiminde yüzelemekte olup, topoğrafik olarak yüksek kesimlerde, Adadağı piroklastikleri üzerinde örtüler şeklinde gözlenmektedir. Dasitik bileşimin yanı sıra ender olarak riyodasit bileşimli lavlar da bulunmaktadır. İnce kesitlerde hipohyalin porfirik dokulu olup, silisleşmiş ve killeşmiş bir hamur içerisinde fenokristal olarak serisitleşmiş, killeşmiş ve karbonatlaşmış plajiyoklaz, homblend, opaklaşmış biyotit, sanidin ve kuvars içermektedir. Dededağ dasitleri'nin mineralojik bileşimleri Adadağı piroklastikleri'ne benzerlik sunmakta olup, aynı volkanizmanın piroklastik püskürmeyi izleyen lav evresini temsil ettiği düşünülebilir. İnceleme alanında sınır ilişkisi gözlenmemekle birlikte, kronostratigrafik olarak Pliyo-Kuvaterner yaşlı Karaömerler bazaltı tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Dededağı dasitinin yaşı, Adadağı piroklastikleri üzerinde örtü şeklinde gözlenmesi ve önceki çalışmalarda belirlenen yaşlar dikkate alınarak Miyosen olarak kabul edilmiştir.

Karaömerler bazaltı (Tkb); İnceleme alanının kuzeydoğusunda Karaömerler Köyü çevresinde ve batıda Eskikişla Köyü çevresinde yüzelemektedir. Karaömerler bazaltı Adadağı piroklastiklerini keserek yerleşmiştir. Birimden alınan örneklerde, hipohyalin hamur içerisinde başlıca plajiyoklaz ve piroksen (ojit ve egirin ojit) fenokristalleri belirlenmiştir. Karaömerler bazaltı'nın yaşı, Akçaalan andeziti ve Adadağ piroklastiklerini uyumsuz olarak örtmesi ve daha genç bir volkanizmayı temsil etmesi nedeniyle Pliyo-Kuvaterner olarak kabul edilmiştir.

Alüvyonlar; akarsu yataklarında yöredeki volkanik ve volkano-sedimanter kayaç-

lardan türemiş kırıntılar içeren, heterojen tane boyulu ve pekişmemiş yığılımlar şeklindedirler.

Yapısal Özellikler

Adadağı piroklastiklerinden ölçülen (69 adet) tabaka konumu verileri ile oluşturulan gül diyagramlarında doğrultu değerleri DB ve BKB-DGD, eğim yönleri ise genellikle KKB ve KKD yönünde yoğunlaşmaktadır. Eğim miktarları düşük olup 10-20° arasında değişen değerler sunmaktadır. Adadağı piroklastiklerinden ölçülen çatlak sistemleri genellikle K 70-80 B ve K 40-50 D doğrultulu, dik veya 80° GB ve KD'ya eğimlidir. Adadağı piroklastiklerine ait tabaka ve eklem konumlarına göre inceleme alanı yaklaşık olarak KKD - GGB yönlü bir sıkışmaya maruz kalmıştır.

Akçaalan andezitinden ölçülen eklem konumları (K 15 - 20° B ve K 55 - 80° D, 70 - 90° GB ve GD) Adadağı piroklastiklerine göre farklılık sunmaktadır. Bu farklılık andezitlerdeki eklem sistemlerinin tektonizmanın yanı sıra, soğuma mekanizması ile de ilişkili olmasından kaynaklanmaktadır.

İnceleme alanında genellikle KKD-GGB, daha az da KKB-GGD doğrultulu, normal faylar gözlenmekte olup, en önemlileri Tahtalı Kuyu, Kuyutaşı Tepe ve Seferli Dere Fayları olarak adlandırılmışlardır.

İnceleme alanında oluşan kıvrımlar, kuzeyden güneye doğru; Incirlitaştepe Senklinali, Avcitepe Antiklinali ve Kuyutaşı tepe Senklinali şeklinde isimlendirilmişlerdir. Incirlitaş Senklinali ve Avcitepe Antiklinalinin eksenleri DGD-BKB, Kuyutaşı tepe Senklinali ise DKD-BGB doğrultularına sahiptir. Kıvrım eksenlerinin doğrultuları ve ölçülen tabaka ve eklem durumları, inceleme alanının yaklaşık KKD-GGB yönlü bir sıkışmanın etkisinde kaldığını göstermektedir.

MADEN JEOLJİSİ

Cevherleşmelerin Dağılımı ve İsimlendirme

İnceleme alanı içerisinde, bilinen cevherleşmeler; Eskikişla, Tahtalıkuyu, İkinci viraj, Bakır kuyusu, Derin Dere, Kuyutaşı Tepe, Sarıoluk ve Tesbih Dere gibi yöresel isimlerle adlanmaktadır. Bu oluşumlar BKB-DGD doğrultulu bir hat üzerinde yer almaktadır.

Bu çalışmanın saha incelemelerinin yapıldığı yıllarda yalnızca Eskikişla ve Tahtalıkuyu (Sulu Mağara) yatakları Çanakkale Madencilik Ltd.Şti. tarafından işletildiğinden incelenebilmiş, diğer yatakların işletildiği ocaklar kapandığından incelenmeleri mümkün olamamıştır.

Cevherleşme Tipleri ve/veya Yataklanma Şekilleri

Tahtalıkuyu ve Eskikişla yatakları birbirlerinin devamı olup, yakın çevrelerinde Adadağı piroklastikleri'ne ait piroklastik kayalar yüzeylemekte olup, alt seviyeleri andezitik lav arakatlı aglomera - lapilli taşı-tüf, orta seviyeleri silisleşmiş riyolitik breş, üst seviyeleri ise silisleşmiş riyolitik tüf bileşimlidir (Şekil 2). Tüfler, cevherleşmelere yakın yerlerde ileri derecede silisleşmiş, kaolinleşmiş, alüinitleşmiş ve kloritleşmiştir.

Yatakların üst seviyelerinde stockwork tipi, alt seviyelerinde ise damar tipi olmak üzere iki farklı tip cevherleşme gözlenmektedir (Şekil 3 ve 4).

Stockwork tipi (ağsı) cevherleşmeler aglomeratik kayalar parçaları ve piroklastik breşler arasındaki boşluklarda ince damarcıklar şeklindedir. Cevher damarcıklarının kalınlıkları 0.5 cm ile 5 cm arasında değişmektedir. Büyük boşluklar içinde, yer yer kalınlıkları 20 cm' yi bulan cepler de gözlenmektedir. Bu cevherleşmede makroskopik olarak galenit ve sfalerit gibi cevher mineralleri ile barit ve kuvars gibi gang mineralleri gözlenmektedir.

Damar tipi cevherleşmeler ise K60B / 50 GB konumlu bir fay boyunca oluşmuştur. Cevher damarının kalınlığı 20 cm ile 5 m arasında değişmektedir. Cevher damarı yer yer KD-GB doğrultulu normal faylarla kesilmektedir. Makroskopik olarak sfalerit, galenit, kuvars ve barit görülmektedir. Cevher damarı içinde breş dolgusu tipi yapı hakimdir. Yer yer tarak yapısı da gelişmiştir. Derinlere inildikçe galenit, barit ve kuvarsların kristal boyutları büyümektedir.

Stockwork tipi cevherleşme her iki yatakta da önemli miktarda işletilmiştir. Damar tipi cevherleşme ise Eskikişla ocağında fazla işletilmemiş olup, Tahtalıkuyu ocağında değişik kotlarda kat galerileri oluşturularak işletilmeye devam edilmektedir.

Her iki yatakta da altta damar tipi, üstte ise stockwork tipi cevherleşmelerin gözlenmesi; volkano-sedimanter yan kayalı massif sülfid yataklarına benzer bir yataklanma şekli sunmaktadır. Ancak, damar tipi cevherleşmenin olduğu fay kırığının stockwork tipi cevher zonunu ve üstündeki tüflü seviyeyi kesip üst kotlara doğru devam etmesi, stockwork tipi cevherleşmenin olduğu kılcal boşlukların hidrotermal çözeltilerin iç basınçları ile oluşmuş kılcal çatlaklardan daha çok aglomeraların çakılları arasındaki boşluklar olması, stockwork tipi cevherin üstünde masif mercerler veya bantlar halinde stratiform cevher zonu ile jips, barit ve demirli çört oluşumlarının bulunmaması ve sinjenetik çökeltme işaret eden kırıntılı

sinjenetik çökeltme işaret eden kırıntılı dokuların gözlenmemesi gibi özellikler cevherleşmelerin volkano-sedimanter yan kayalardan daha sonra, epijenetik olarak oluştuklarına işaret etmektedir.

Mineralojik Bileşim ve Dokusal Özellikler

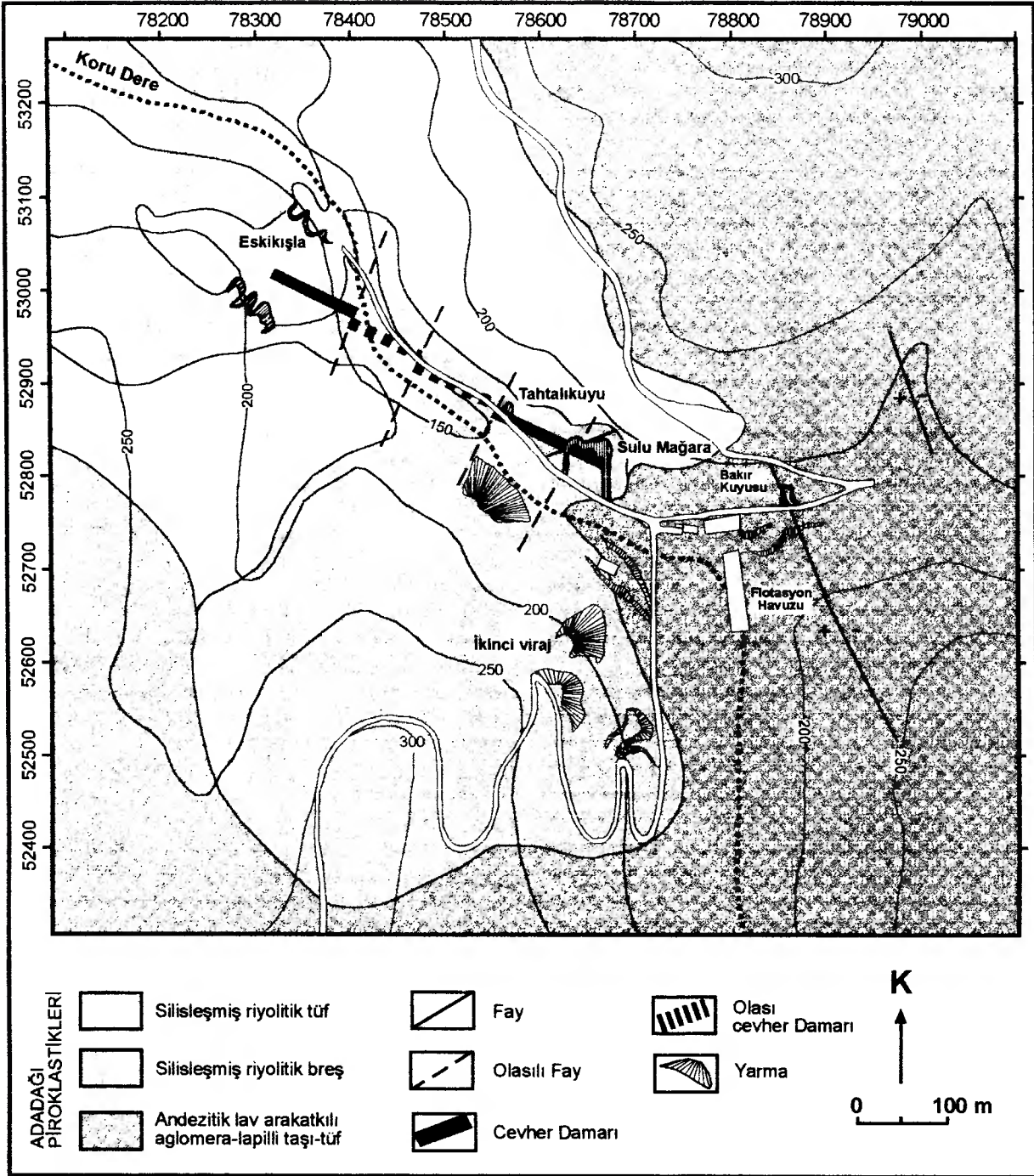
Tahtalıkuyu ve Eskikişla yataklarındaki stockwork tipi ve damar tipi cevher seviyelerinden alınan örnekler arasında mineral içeriği bakımından herhangi bir farklılık gözlenmemiş olup, cevher mineralleri olarak sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, fahlerz (tennantit), markazit, kovellin ve bornit; gang mineralleri olarak ise barit ve kuvars gözlenmiştir. Bu mineraller birbirleriyle olan ilişkileri gözönüne alınarak; erken evre (I) ve geç evre (II) oluşumları şeklinde ayrılmış olup, oluşum evreleri ve/veya sıraları Çizelge 1' de olduğu gibi belirlenmiştir.

Tüflü yan kayalar içinde saçınımlar halinde bulunan piritler ve fay zonlarında ve aglomeralar arası boşluklarda ilk oluşan barit kristalleri I. hidrotermal evreyi temsil etmektedirler. Bu evre piritleri, öz şekilli ve bağımsız kristaller halinde dağılımları (Şekil 5a) ile, barit kristalleri ise breşleşmiş ve daha sonra oluşan sülfürlü minerallerce omatılmış olmaları ile karakteristiktirler (Şekil 5b).

II. ve III. hidrotermal evreler; galenit (I ve II), sfalerit (II), kalkopirit (I ve II), fahlerz (tennantit), markazit, pirit ve bornit gibi sülfürlü minerallerin olduğu ana cevherleşme evreleridir. Bu mineraller oluşum sıralarına bağlı olarak ya önce oluşanlar arasındaki boşlukları doldurarak veya onları omatarak oluşmuşlardır. Bu evrede oluşan minerallerin önemli özellikleri aşağıda açıklanmaya çalışılmıştır.

Galenit (I)' ler, breşleşmiş yan kayalar, barit (I) ve sfalerit (I) kırıntılı arasındaki boşluklarda kristallenerek veya onları omatarak oluşmuşlar (Şekil 5b), ancak daha sonra oluşan sfaleritler (II) tarafından omatılmışlardır (Şekil 5c).

Sfalerit (II)' ler; yaygın olarak özşekilsiz ender olarak yan özşekilli kristaller halindedirler. Bazı sfalerit kristalleri açık sarı renk tonlarında gözlenmekte ve çift nikolde şiddetli iç yansıma göstermektedirler. Daha önce oluşmuş galenit (I) ve kalkopirit (I) leri omatarak oluştuğuları yerlerde bu minerallere ait artıkları kapınımlar halinde içermektedirler (Şekil 5d ve 5e). Ayrıca bu sfalerit kristallerinin sınırları boyunca, kılcal damarlar şeklinde kalkopirit (II) oluşumları gözlenmektedir (Şekil 5e). Bu oluşumlar önceleleri ayrışım ve/veya kusulma olarak düşünülürken son yıllarda yapılan araştırmalarda, daha sonra



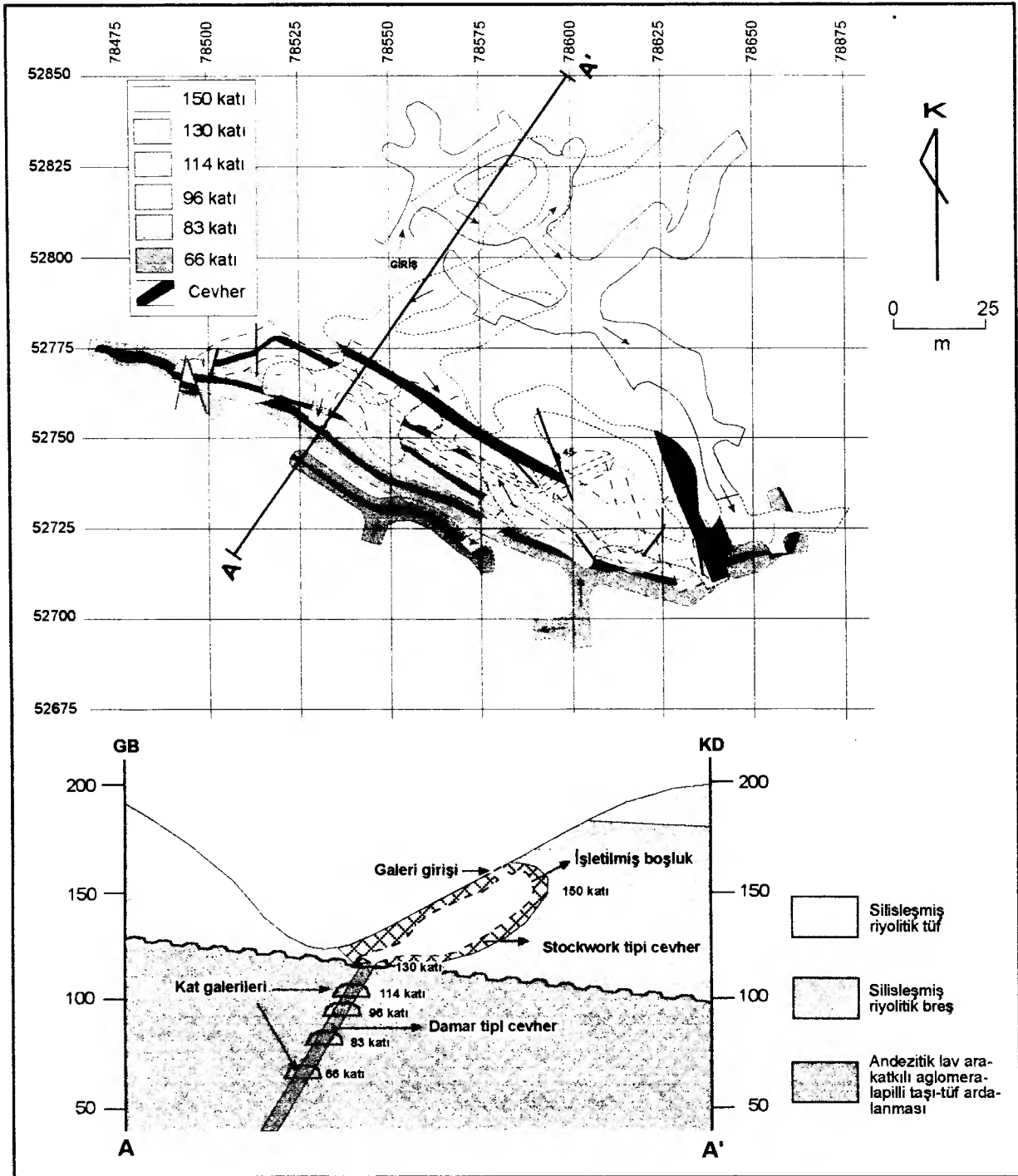
Şekil 2. Kuru baritli kurşun-çinko yataklarının konumu ve yakın çevresinin litoloji haritası.

Figure 2. Location of the Kuru barite bearing lead-zinc deposits and lithologic map of the surrounding deposits.

ortama gelen hidrotermal çözeltilerle oluşturuldukları düşünülmekte ve kalkopirit hastalığı olarak tanımlanmaktadır (Eldridge et al, 1988; Bortnikov et al, 1991).

Kalkopiritler; yukarıda değinildiği gibi; ya sfaleritler içinde omatılma artığı kapanımlar

(kalkopirit I) veya sfalerit kristallerinin sınırları boyunca oluşmuş kılcal damarlar (kalkopirit II) halinde gözlenmektedirler (Şekil 5d ve 5e). Kalkopiritler, cevherleşmenin yüzeye yakın kesimlerinde kenarlarından ve çatlaklarından itiba-



Şekil 3. Tahtalıkuyu yatağında cevherleşmenin konumu.

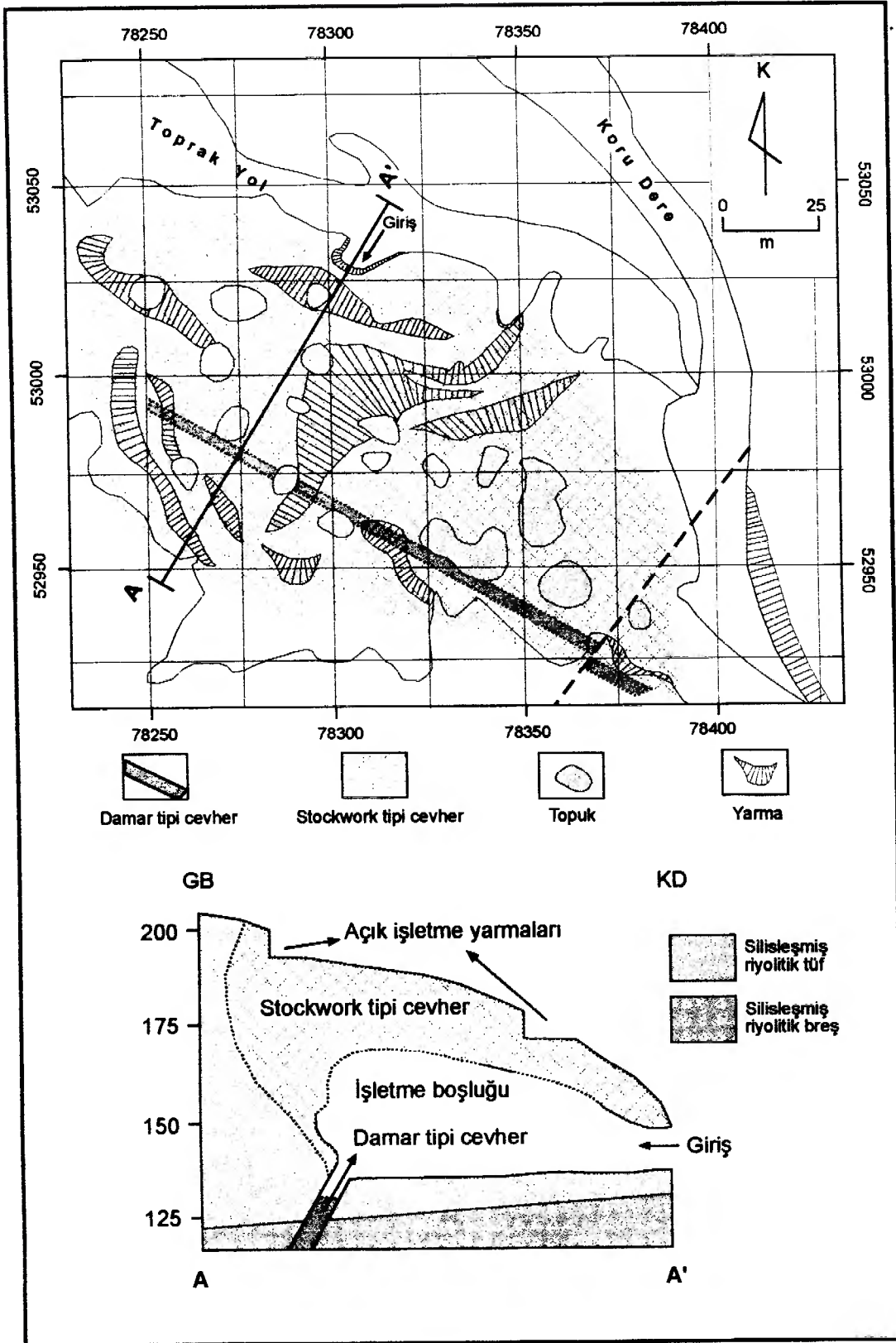
Figure 3. Location of the mineralization at the Tahtalıkuyu deposits.

ren; tenorit, kalkosin ve kovelline dönüşmüşlerdir.

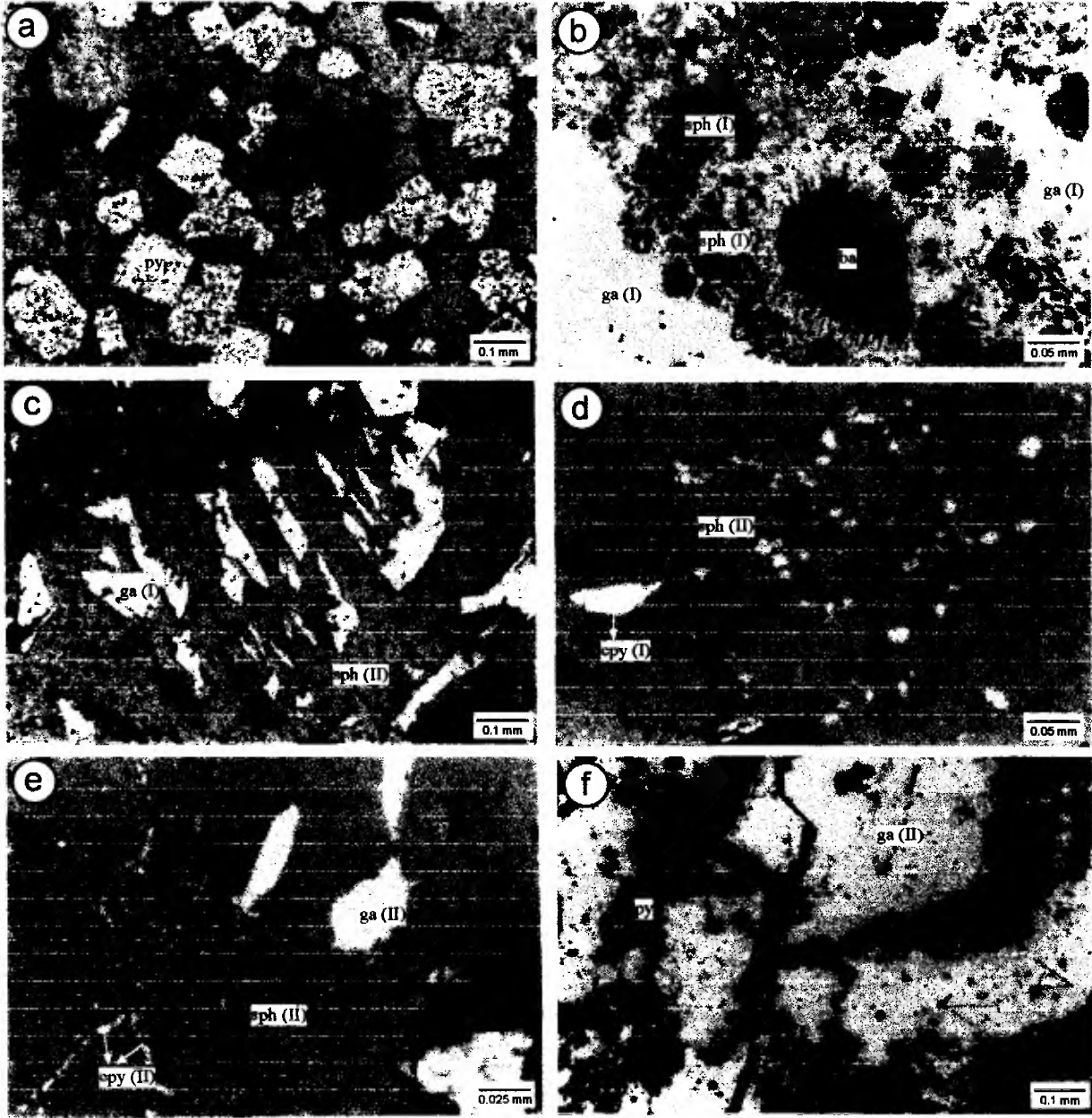
Piritler; tüflü yan kayalar içinde öz şekilli kristaller halinde (pirit I) veya diğer sülfürlü minerallere göre daha sonra oluşmuş, onları

kuşatan düzensiz şekilli oluşumlar (pirit II) halinde gözlenmektedirler (Şekil 5a ve 5f).

Fahlerz (Tennantit); incelenen tüm parlatma bloklarında 2.5 ila 55 μm arasında değişen boyutlarda ve yeşilimsi gri refleksiyon rengi ile orta derecede refleksiyon göstermektedir.

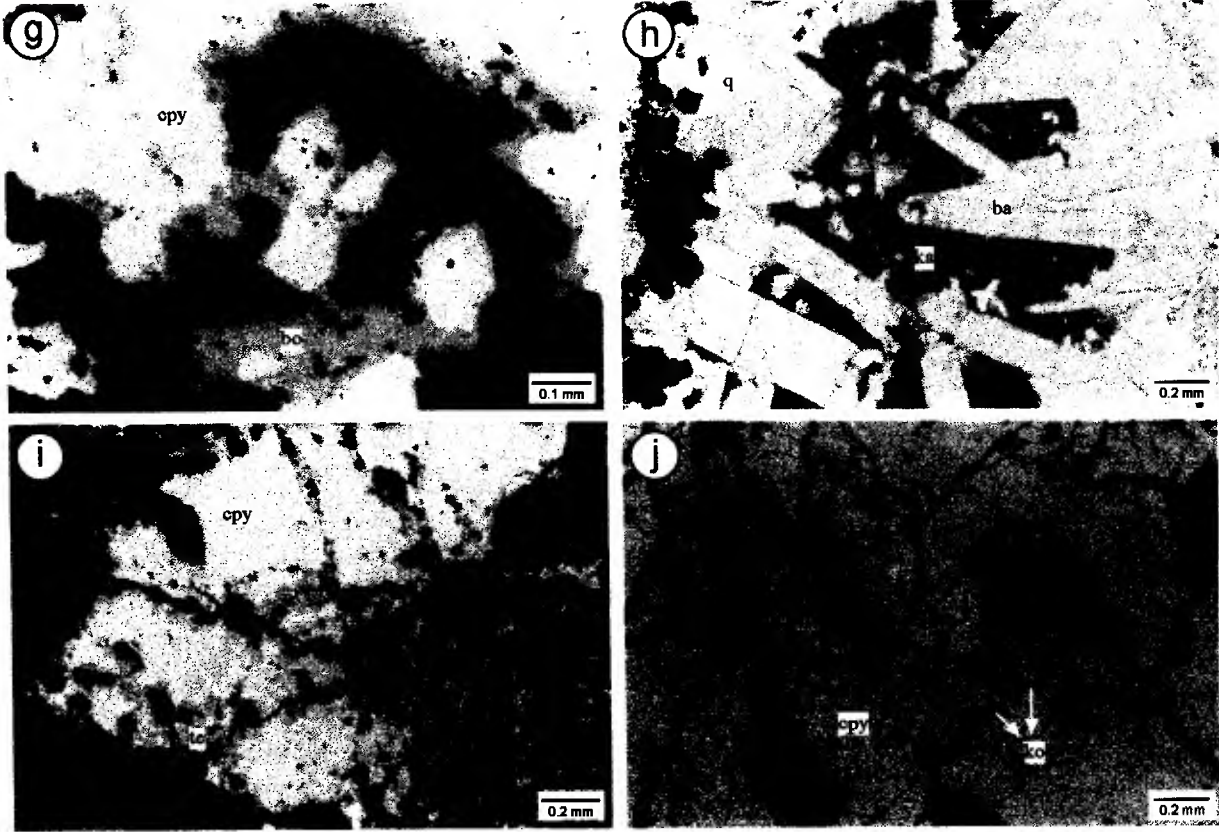


Şekil 4. Eskikışla yatağında cevherleşmenin konumu.
Figure 4. Location of the mineralization at the Eskikışla deposits.



Şekil 5. Cevherleşmelerden derlenmiş örneklerin mikroskopik özellikleri (5h: İncekesit, ÇN, diğerleri; parlatma, TN). (a) Tüfü yan kayalar içinde öz şekilli pirit (py) saçınımları (b) Breşleşmiş ve galenit (I)lerce ornatılmış erken evre baritleri ve sfaleritler (sph I) (c) Galenitleri (ga I) ornatarak oluşmuş geç evre sfaleritleri (sph II) (d) Kalkopiritleri (cpy I) ornatarak oluşmuş ve kapanımlar halinde içeren sfaleritler (sph II) (e) Sfalerit (sph II) kristallerinin sınırları boyunca, kılcal damarlar şeklinde oluşmuş kalkopiritler (cpy II) ve sfalerit (sph II) içinde galenit (ga I) kapanımları (f) Galenitleri kuşatan düzensiz şekilli geç evre piritleri (py II) (g) Kalkopiritleri kuşatarak oluşmuş bornitler (bo) (h) Sülfürlü minerallerden daha sonra oluşmuş geç evre gangue mineralleri; barit (ba II), kucars (q) ve kalsit (ka) (i) Yüzeysel koşullarda kalkopiritlerden (cpy) dönüşüm yoluyla oluşan tenorit (te) oluşumları (j) Kalkopiritlerin (cpy) kılcal çatlakları boyunca gözlenen kovellin (ko) oluşumları.

Figure 5. Petrographic characteristics of the ore samples; (5h; thin section, CN, all others; polished block, ON) (a) Disseminated, euhedral pyrite crystals in tuffaceous host rocks (b) Barite (ba I) and sphalerite (sph I) of the early episode; brecciated and replaced by galena (ga I) (c) Later episodic sphalerites (sph II) replacing galena (ga I) (d) Later episodic sphalerites (sph II) replacing chalcopyrite (cpy I) (e) Chalcopyrites (cpy II) occurred along the border of the sphalerite (sph II) crystals (f) Later episodic unehedral pyrite occurrences (py II) surrounding galenas (ga II) (g) Bornite (bo) occurrences surrounding chalcopyrites (cpy) (h) Later episodic gangue minerals; barite (ba II), quartz (q) and calcite (ka) (i) Tenorite occurrences along the fissures within the chalcopyrites (cpy) (j) Covellite (Ko) occurrences along the fissures within the chalcopyrites (cpy).



Şekil 5 (devam ediyor).
Figure 5 (continued).

Çizelge 1. Cevher ve gang minerallerin oluşum evreleri
Table 1. Occures episodic of the ore and gangue minerals.

Mineral	Hidrotermal				Yüzeysel
	I. Evre (I)	II. Evre	III. Evre	IV. Evre (II)	V. Evre
Barit	—			—	
Pirit	—		(II)		
Galenit		(I)	(II)		
Stalerit		(I)	(II)		
Kalkopirit		(I)	(II)		
Fahlerz					
Bornit					
Markazit					
Kalsit				—	
Kuvars				—	
Kalkosin					—
Kovellin					—
Tenorit					—

Çoğunlukla kalkopiritlerin kırık ve çatlakları boyunca ve galenit kristalleri içinde yuvarlağımsı ve çubuğumsu oluşumlar şeklinde gözlenmektedir. Yeşilimsi gri grişim renkleri nedeniyle ve kimyasal analizlerde Ag içeriğinin düşük olması nedeniyle tennantit oldukları kabul edilmiştir. Ancak bazılarının freiberjit olması da mümkündür.

Markazitler, gang mineralleri arasındaki boşluklarda veya pirtlerle (II) birlikte ender olarak gözlenmektedir.

Bornitler; kalkopiritlerle birlikte gözlenmektedirler (Şekil 5g).

Sülfürlü minerallerin oluştuğu II. ve III. evreleri; barit (II), kuvars ve kalsit gibi gang minerallerinin oluştuğu IV. evre izlemektedir. Bu mineraller sülfürlü mineraller arasındaki boşluklarda ve kılcal çatlaklar içinde gözlenmektedirler. Bu evrede oluşmuş baritler (II), öz şekilli, breşleşmemiş, çubuksu kristaller halinde olmaları ile karakteristik olup, kuvarslar daha küçük kristalli, kalsitler ise en son oluşmuş ve düzensiz şekilli kümeler halindedirler (Şekil 5h). Alt katlara inildikçe barit ve kuvars kristallerinin boyutları artmaktadır.

Cevherleşmelerin yüzeye yakın kesimlerinden alınmış örneklerde gözlenen kalkosin, kovellin ve tenoritler, kalkopiritlerin kenar kesimlerinde veya kılcal çatlaklar içinde gözlenmekte olup, yüzeysel koşullarda meydana gelen değişiklikleri (oksidasyon ve sementasyon zonu oluşumlarını) temsil etmektedirler (Şekil 5i).

SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ

Örnek Seçimi ve Yöntem

Sıvı kapanımları, mineraller oluşurken kristal yapı içinde hapsolmuş çözelti damlacıklarıdır. Mineral oluşturucu çözeltileri temsil edici örnekler oldukları için, sıcak veya soğuk sulu çözeltilerden itibaren oluşmuş minerallerin ve/veya cevherleşmelerin oluşum koşullarının ve kökenlerinin araştırılmasında oldukça yararlı bilgiler ortaya koymaktadır.

Tahtalıkuyu ve Eskikişla yataklarının değişik kesimlerinden cevherleşmeleri temsil edecek şekilde alınmış örnekler arasından 10 adet örnek seçilmiş ve iki yüzü parlatılmış ince kesitleri hazırlanmıştır. Bu kesitlerde barit kristallerindeki sıvı kapanımlarının çok sayıda ve değişik boyutlarda; sfalerit ve kuvars kristallerinde ki sıvı kapanımlarının ise çok az sayıda ve küçük boyutlu kapanımlar halinde buldukları gözlenmiştir.

Sıvı kapanım içeren kesitler, C.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü'nde bulunan ve NIKON Labophot - Pol tipi polarizan araştırma mikros-

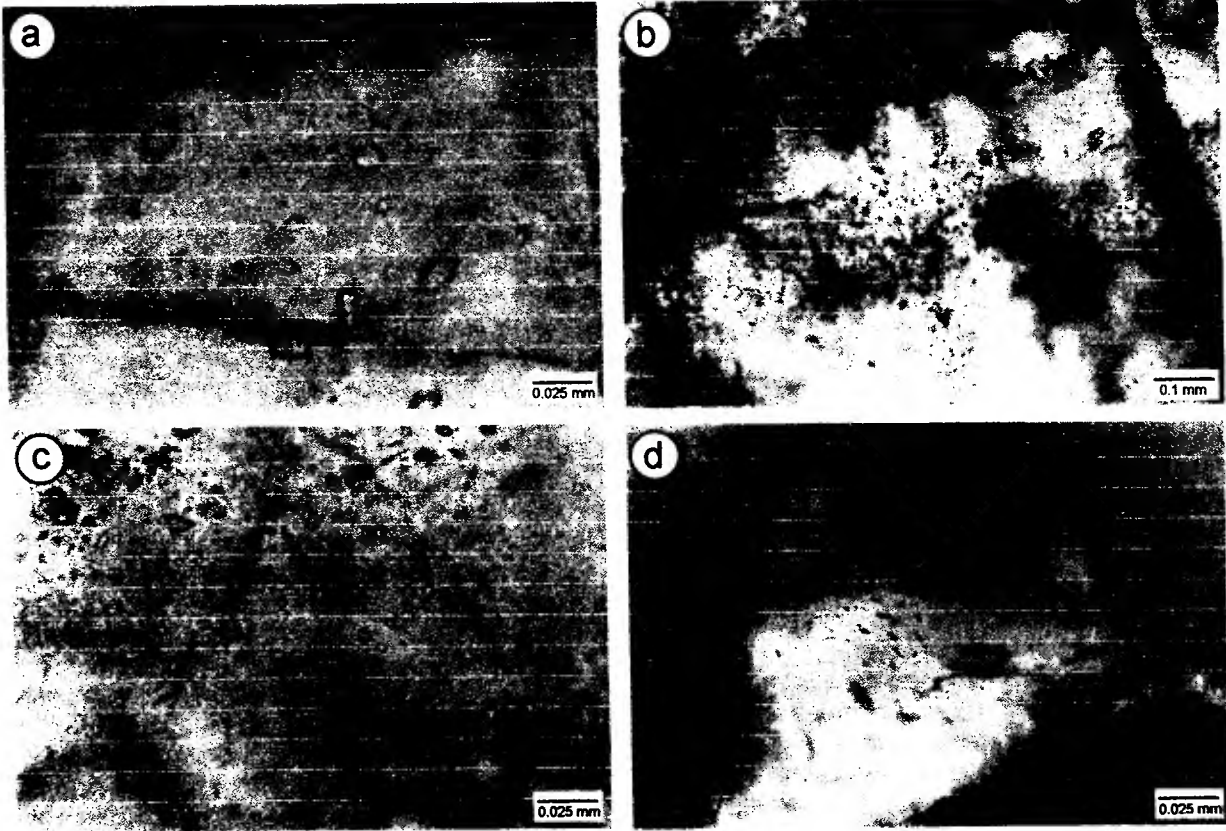
kobuna monte edilmiş LINKAM THMS - 600 ve TMS 92 tipi soğutma ve ısıtma sistemleri ile incelenmiş ve ilk erime (T_{FM}), son erime (T_m) ve homojenleşme (T_H) sıcaklığı ölçümleri yapılmıştır. Her üç ölçümde de hata payı ± 0.5 °C'den daha azdır.

İncelenen kapanımlar; (i). Barit kristalleri içindeki birincil kapanımlar, (ii). Barit kristalleri içindeki ikincil kapanımlar, (iii). Sfalerit kristalleri içindeki birincil kapanımlar, (iv). Sfalerit kristalleri içindeki ikincil kapanımlar ve (v). Kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımlar şeklinde beş farklı oluşum göstermektedirler. Baritlerdeki birincil kapanımlar, genellikle gaz kabarcığı içermeyen, yalnızca sıvı faz içeren tek fazlı kapanımlar halindedirler. Bunlardan bazıları küçük boyutlu olmakla birlikte, genellikle iri boyutludurlar (Şekil 6a). Baritlerdeki ikincil kapanımlar, genellikle tek nadiren de iki fazlı kapanımlar halindedirler (Şekil 6b). Bu kapanımlar birincil kapanımlara göre daha yaygın, küçük boyutlu kapanımlar halindedirler (Şekil 6c). Sfalerit kristalleri içindeki birincil ve ikincil kapanımlar çok küçük boyutlu ve az sayıdadırlar (Şekil 6d). Kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımlar çok nadir, oldukça küçük boyutlu ve genellikle tek fazlıdır.

Oluşum olarak; baritler içindeki birincil kapanımların barit kristallerinin oluşum koşullarını ve/veya baritleri oluşturan çözeltileri, baritlerdeki ikincil kapanımlar ile sfalerit ve kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımların ise baritlere göre daha sonra oluşmuş kuvarsların ve sülfürlü minerallerin oluşum koşullarını ve/veya bu mineralleri oluşturan çözeltileri temsil ettikleri kabul edilmiştir. Ölçülen sıcaklık değerleri ve çözeltiler için belirlenen tuz bileşimi ve tuzluluk değerleri bu yaklaşımı desteklemektedir.

İlk Erime Sıcaklığı Ölçümleri (T_{FM})

Yukarıda belirtilen farklı kapanım türlerinin hepsinde - 55.0 °C ile - 49.5 °C ($n = 46$; ort = 54.64) arasında değişen T_{FM} değerleri ölçülmüştür. Bilindiği gibi, T_{FM} değerleri su içinde çözülül tuz cinsi hakkında bilgi vermekte olup, ölçülen bu sıcaklık değerleri çeşitli su-tuz sistemlerinin ötektik sıcaklıkları ile karşılaştırıldıklarında, çözelti içinde NaCl yanında $CaCl_2$ ve $MgCl_2$ gibi tuzların da bulunduğu işaret etmektedir ($H_2O - NaCl - CaCl_2$ sistemi için ötektik sıcaklık; - 55.0 veya - 52.0 °C, $H_2O - MgCl_2 - CaCl_2$ sistemi için ötektik sıcaklık; - 52.2 °C, $H_2O - CaCl_2$ sistemi için ötektik sıcaklık; - 49.5 °C; Shepherd ve diğ.'den, 1965). Mineral oluş-



Şekil 6. (a) Barit kristalleri içindeki birincil kapanımlar (b) Barit kristalleri içindeki çatlaklar boyunca gelişmiş ikincil kapanım dizileri (c) Barit kristalleri içindeki tek sıvı fazlı ikincil kapanımlar (d) Sfalerit kristali içindeki birincil kapanımlar. (Mikrofoto, TN)

Figure 6. (a) Primary inclusion within the barite crystal (b) Secondary inclusion occurred along the fissures within the barite crystal (c) Monophase (liquid), secondary fluid inclusion occurred along the fissures within the barite crystals (d) Primary fluid inclusion within the sphalerite crystals.

turucu hidrotermal çözeltiler içinde CaCl_2 ve MgCl_2 gibi tuzların varlığı, çözeltilerin ya deniz suyu kökenli olduklarına veya denizel sedimanlar içinden geçerek ortama geldiklerine işaret sayılmaktadır. Farklı zamanlarda oluşmuş kapanımlarda, benzer T_{FM} değerlerinin ölçülmüş olması çözeltilerdeki tuz bileşiminin zamanla değişmediğini göstermektedir.

Son Buz Erime Sıcaklığı Ölçümleri (T_{mICE})

Yapılan incelemeler sırasında; barit kristallerindeki yalnızca sıvı faz içeren (gaz kabarcığı içermeyen) birincil kapanımlarda T_{mICE} sıcaklığı değerleri ölçülemedi, gaz kabarcıklı birincil kapanımlarda $-7.5\text{ }^\circ\text{C}$ ile $-3.7\text{ }^\circ\text{C}$ arasında değişen T_{mICE} değerleri, barit kristalleri içindeki ikincil kapanımlarda; $-6.3\text{ }^\circ\text{C}$ ile $0\text{ }^\circ\text{C}$ arasında değişen T_{mICE} değerleri, sfalerit kristalleri içindeki birincil kapanımlarda ise; -6.6 ile

$-1.2\text{ }^\circ\text{C}$ arasında değişen T_{mICE} değerleri ölçülmüştür.

Bilindiği gibi, son buz erime sıcaklığı değerleri, çözeltilerin tuzluluğu hakkında bilgi vermekte olup, Bodnar (1993) tarafından geliştirilmiş tuzluluk hesaplama eşitliği yardımıyla, belirtilen sınır değerleri dikkate alınarak, barit kristalleri içindeki birincil kapanımlar için, % 11.09 ile 6.02 aralığında ($n = 2$, ort = 8.55), barit kristalleri içindeki ikincil kapanımlar için; % 9.47 ile 0.88 aralığında ($n = 21$, ort = 4.32), sfalerit kristalleri içindeki birincil kapanımlarda ise; % 9.99 ile 2.07 aralığında ($n = 4$, ort = 6.8) değişen NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri hesaplanmıştır.

Bazı kapanımlarda $+4\text{ }^\circ\text{C}$ 'ye kadar varan son buz ergime sıcaklıkları ölçülmüş olup, bu kapanımların CO_2 içerdiği düşünülmüştür. Ancak bu kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk ölçülemedi.

Baritlerdeki birincil kapanımlara ait tuzluluk değerleri; baritlerin oluşumu sırasında hidrotermal çözeltilerin tuzluluklarının biraz yüksek olduğunu, baritlerdeki ikincil kapanımlar ile sfaleritlerdeki birincil kapanımlara ait tuzluluk değerleri ise; sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında tuzluluğun önemli miktarda düştüğünü göstermektedir.

Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri (T_H)

İncelemeler sırasında, barit kristallerindeki yalnızca sıvı faz içeren (gaz kabarcığı içermeyen) birincil ve ikincil kapanımlarda T_H sıcaklık değerleri ölçülememiştir. Baritler içindeki gaz kabarcıklı birincil kapanımlarda; 54.3 °C ile 79.8 °C arasında (n = 6, ort = 71.3 °C) değişen T_H değerleri, barit kristalleri içindeki ikincil kapanımlarda; 92.8 °C ile 224.9 °C arasında (n = 129, ort = 151.2 °C) değişen T_H değerleri, sfalerit içindeki birincil kapanımlarda 129.7 °C ile 159.3 °C arasında (n = 7, ort = 145 °C) değişen T_H değerleri ölçülmüştür. Bir örnekte kuvars kristali içindeki birincil kapanımda 117.1 °C T_H değeri ölçülmüştür. Ölçülen homojenleşme sıcaklığı değerlerinin frekans dağılımı Şekil 7'de görülmekte olup, baritlerdeki birincil kapanımların diğer kapanımlardan belirgin bir şekilde ayrıldığı gözlenmektedir.

Bilindiği gibi homojenleşme sıcaklığı değerleri, mineral oluşturuca hidrotermal çözeltilerin ve/veya minerallerin oluşum sıcaklığı hakkında bilgi vermekte olup, ölçülen değerlerden; baritlerin oluşumu sırasında çözeltilerin sıcaklıklarının düşük olduğu, ancak daha sonra, sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında 270 °C'ye kadar yükseldiği, sfaleritlerin ise 129.7 ile 159.3 °C sıcaklık aralığında oluştuğu anlaşılmaktadır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Koru (Çanakkale) baritli kurşun - çinko yatağı, Biga Yarımadası'nda Tersiyer yaşlı volkanitler içinde yaygın olarak gözlenen kurşun - çinko yataklarının tipik örneklerinden birisi olup, günümüzde kurşun - çinko üretimi amacıyla işletilmektedir.

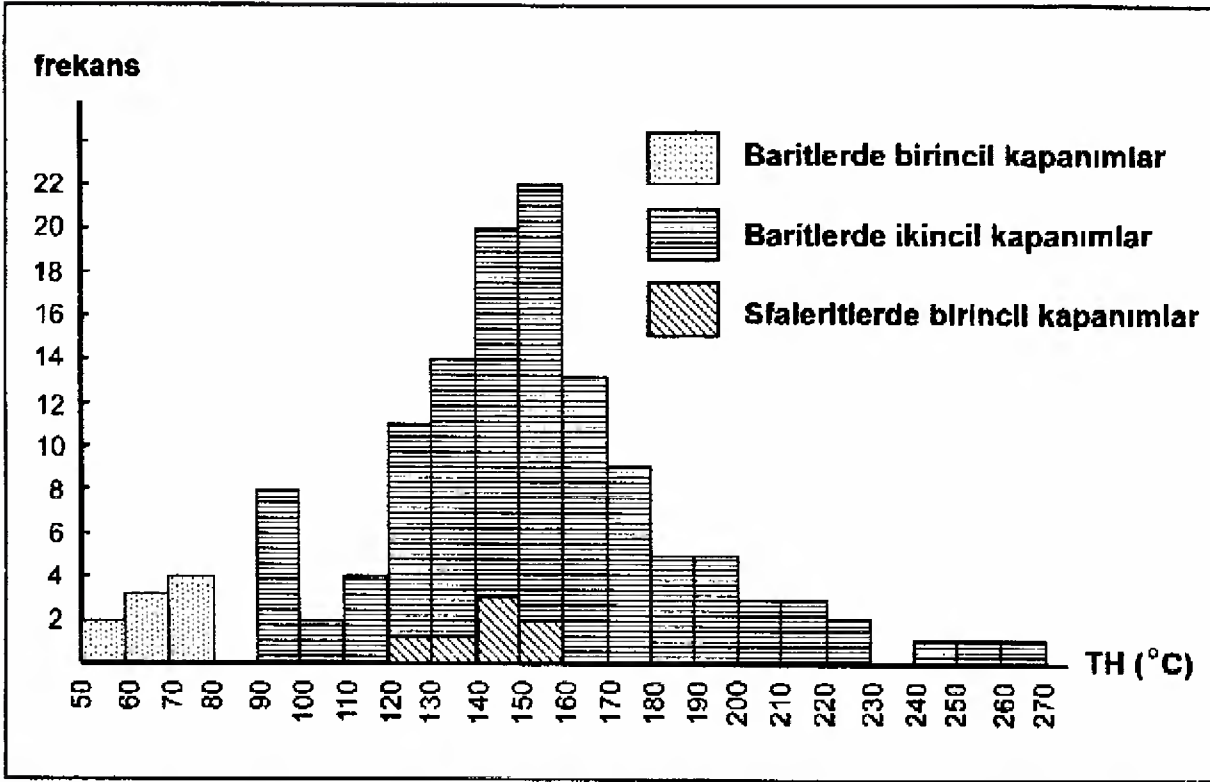
Yatakların yakın çevresinde yüzeyleyen volkanik kayalar Eosen yaşlı Akçaalan andeziti, Oligosen yaşlı Adadağı piroklastikleri, Miyosen yaşlı Dededağ dasiti, Pliyo - Kuvaterner yaşlı Karaömerler bazaltı şeklinde ayrılmışlardır. Bu birimler yer yer Kuvaterner yaşlı alüvyonlar tarafından örtülmektedir. Akçaalan andeziti; başlıca andezit - bazaltik andezit, ender olarak riyodasit ve dasit bileşimli volkanik kayalardan oluşmaktadır. Volkanik kayaların

yanısıra piroklastik arakatıklar ve kireçtaşı mercikleri de gözlenmektedir. Akçaalan andeziti üzerinde uyumsuz olarak yer alan Adadağı piroklastikleri trakit, latit, dasit, riyodasit bileşimli tüf ve aglomeralar ile ender olarak andezitik ve dasitik lavlardan meydana gelmektedir. Adadağı piroklastiklerinin tabakalanmalı olması ve analsim gibi volkan camının sulu bir ortamda bozunduğunu işaret eden minerallerin belirlenmesi denizel bir ortamda çökeldiğini işaret etmektedir. Dededağ dasiti Adadağı piroklastikleri tarafından uyumsuz olarak örtülmekte olup, dasitik yer yerde riyodasitik bileşimli lavlardan oluşmaktadır. Karaömerler bazaltı Dededağ dasiti üzerinde uyumsuz olarak bulunmakta ve bazaltlardan meydana gelmektedir.

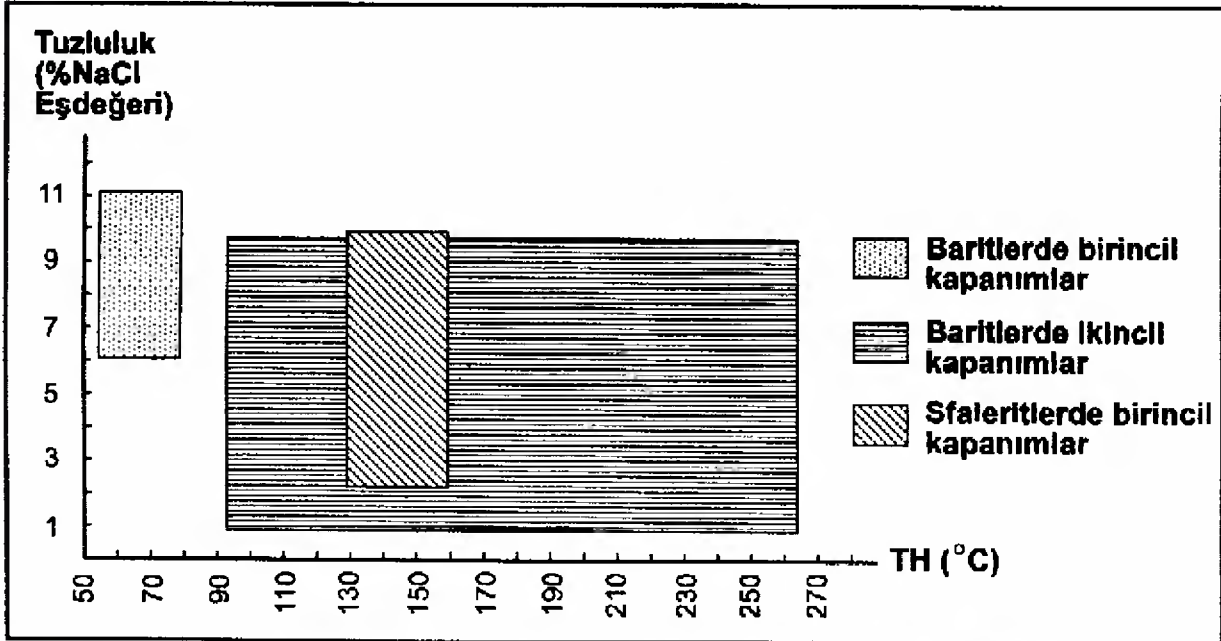
İnceleme alanı içindeki cevherleşmeler, Adadağı piroklastikleri içinde, BKB - DGD konumlu fay hattı boyunca damar tipi ve üst seviyelerdeki ileri derecede breşleşmiş kesimlerde stockwork tipi oluşumlar şeklindedir.

Cevherleşmelerde galenit, sfalerit ve barit hakim mineraller olup, pirit, kalkopirit, fahlerz (tennantit), markazit, kalkosin, kovellin, bornit, tenorit ve kuvars az miktarlarda bileşime katılmaktadır. Bu mineraller, birbirleriyle olan sınır ilişkileri gözönüne alınarak; erken evre (I) ve geç evre (II) oluşumları şeklinde ayrılmıştır. I. evre; barit ve pirit, II. ve III. evreler; galenit, sfalerit, kalkopirit, fahlerz, bornit ve markazit, IV. evre; barit, kuvars ve kalsit, V. evre ise; kalkosin, kovellin ve tenorit oluşumu ile temsil edilmektedir.

Sıvı kapanım incelemeleri sırasında ölçülen T_{FM} değerleri (- 55.0 ile - 49.5 °C), mineral oluşturuca hidrotermal çözeltiler içinde CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzların varlığını göstermekte olup, çözeltilerin ya deniz suyu kökenli olduklarına veya denizel sedimanlar içinden geçerek ortama geldiklerine işaret etmektedir. Farklı zamanlarda oluşmuş kapanımlarda, benzer T_{FM} değerlerinin ölçülmüş olması çözeltilerdeki tuz bileşiminin zamanla değişmediğini göstermektedir. Ölçülen T_mCE değerlerinden itibaren hesaplanmış tuzluluk değerleri; baritlerin oluşumu sırasında hidrotermal çözeltilerin tuzluluklarının biraz yüksek olduğunu (% 11.09 ile 6.02 aralığında; ort = % 8.55 NaCl eşdeğeri), ait tuzluluk değerleri ise; sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında ise biraz düştüğünü (baritlerdeki ikincil kapanımlarda; % 9.47 ile 0.88 aralığında; ort = % 4.32 NaCl eşdeğeri, sfaleritlerdeki birincil kapanımlarda; % 9.99 ile 2.07 aralığında; ort = % 6.8 NaCl eşdeğeri) göstermektedir. Ölçülen T_H değerlerinden; baritlerin oluşumu sırasında çözeltilerin sıcaklıklarının düşük olduğu (80



Şekil 7. Sıvı kapanımlarında ölçülmüş homojenleşme sıcaklığı değerlerinin frekans dağılım grafiği.
Figure 7. The frequency distribution graph of the homogenization temperatures values measured during fluid inclusion.



Şekil 8. Tuzluluk-hojenleşme sıcaklığı diyagramında değişik kapanım gruplarının dağılımı.
Figure 8. The distribution of various Inclusion groups in the diagram of the salinity-homogenization temperature.

°C'den daha düşük) ancak daha sonra, sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında (baritlerde ikincil kapanımlar) sıcaklığın 270 °C'ye kadar yükseldiği, sfaleritlerin ise 120-160 °C arasında oluştuğu (sfaleritlerde birincil kapanımlar) anlaşılmaktadır.

Tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığı değerleri birlikte değerlendirildiğinde; baritlerin oluşumu sırasında çözeltilerin tuzluluklarının yüksek, sıcaklıklarının düşük olduğu, sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında ise tuzluluklarının düşük, sıcaklıklarının yüksek olduğu sonucu çıkarılmaktadır (Şekil 8).

Belirtilen mineral süksesyonuna ve ölçülen T_H değerlerine göre; önce düşük sıcaklıklarda barit oluşmuş, daha sonraları sıcaklık yükselmiş ve sülfürlü mineraller çökelmiştir. Bu durum olağan hidrotermal sistemlere uymamakta ve olağan dışılık göstermekte olup, sıg derinliklere inerek az ısınmış deniz suyunun bariti oluşturacak Ba^{2+} ve SO_4^{2-} iyonlarını çözüp getirdiği ve erken evrede çökeltiltiği, derinlere inerek daha fazla ısınmış deniz suyunun ise daha geç ortama geldiği ve yan kayalardan çözerek taşıdığı Pb^{2+} , Zn^{2+} ve Cu^{2+} gibi iyonlarını çökeltiltiği şeklinde açıklanabilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından desteklenen doktora tezinin bir bölümünü oluşturmaktadır. Arazi / ocak içi çalışmalarındaki katkıları için Çanakkale Madencilik Ltd. Şirketi elemanlarından Yük.Müh. Berkin AKOL, Maden Müh. Engin ÇETİNBAG'a ve Jeoloji Müh. Berkant ALTUN'a teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Alpan, T., 1968. Kuru-Balcılar (Çanakkale) köyleri civarının jeoloji etüdü. Maden Tetkik Arama Raporu, No: 6840, 28 s.
- Andiç, T. ve Kayhan, F., 1997. Çanakkale-Lapseki yöresinin genel jeokimyasal etüt raporu. Maden Tetkik Arama Raporu, No: 10059.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of $H_2O-NaCl$ solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.

- Bortnikov, N.S., Genkin, A.D., Dobrovolskaya, M.G., Muravitskaya, G.N. and Filimonova, A.A., 1991. The nature of Chalcopyrite Inclusions in Sphalerite: Exsolution, Coprecipitation, or Disease?. *Economic Geology*, 86, 5, 1070-1083.
- Bozkaya, G., 2001. Kuru (ÇANAKKALE) Baritli Kurşun-Çinko Yataklarının Jeolojisi. Doktora Tezi. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 126 s.
- Dinçer, H., 1958. Çanakkale vilayeti Lapseki kazası Umurbey nahiyesi civarındaki barit cevherleşmeleri. Maden Tetkik Arama Raporu.
- Eldridge, C.S., Bourcier, W.L., Ohmoto, H. And Barnes, H.L., 1988. Hydrothermal Inoculation and Inocubation of the Chalcopyrite Disease in Sphalerite. *Economic Geology*, 83, 5, 978-990.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakioğlu, E., Adis, C., Walter, H. ve Yıldırım, T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. Maden Tetkik Arama Dergisi, 117, 55-86.
- Ercan, T. ve Türkecan, A., 1984. Batı Anadolu, Ege adaları, Yunanistan ve Bulgaristan'daki plütonların gözden geçirilişi: Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Sempozyumu Kitabı, 189-208.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of sedimentary Rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170pp.
- Holmes, A.W., 1966. 1. Bölge Trakya'nın jeolojik etüdü ve stratigrafisi: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Arama Grubu Raporu, No: 368.
- Kopp, K.O., 1964. Geologie thrakiens II; Die inseln und der chersones.: Neues Jarbuch. Geol. Pale. Abh., 119,172-214.
- Okay, A.I., Siyako, M. ve Bürkan, K.A., 1990. Biga yarımadasının jeolojisi ve tektonik evrimi. Türkiye Petrol Jeologları Demeği Bülteni, 2/1, 83-121.

- Ünal, M., 1986. Gelibolu yarımadasındaki iki ana kayanın organik jeokimyası ve kil mineralleri ile incelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 29/1, 97-104.
- Önem, S., 1974. Gelibolu yarımadası ve Çanakkale dolaylarının jeolojisi. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Arama Grubu Raporu, No: 877.
- Sfondrini, G., 1961., Surface geological report on Ar/TPAO/1/538 and 537. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Arama Grubu, Rapor No: 1429.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Geology, 9, 41-43.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. ve Okay, A.İ., 1989. Biga ve Gelibolu yarımadalarnının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 1/3, 183-199.
- Tolun, E. ve Baykal, F., 1960. Çanakkale-Lapseki-Umurbey-Koru Deresi Cu-Pb-Zn yataklarına ait rapor. Maden Tetkik Arama Rap. No: 456.
- Yanagiya, K. ve Sato, J., 1989. Report on the mineral exploration in the Çanakkale area Republic of Turkey. Maden Tetkik Arama Raporu, No: 8999. Phase I-II. 132 p.