



# Kahramanmaraş Sutcu Imam University Journal of Engineering Sciences



Geliş Tarihi : 10.12.2019  
Kabul Tarihi : 26.12.2019

Received Date : 10.12.2019  
Accepted Date : 26.12.2019

## AKKAYA SÖLESTİN YATAĞININ JEOLJİSİ, MİNERALojİK- PETROGRAfİK ÖZELLİKLERİ VE İZOTOP (Sr, S, O, H) JEOKİMYASI (ULAŞ, SİVAS-TÜRKİYE)

### GEOLOGY, MINERALOGICAL - PETROGRAPHICAL FEATURES, AND ISOTOPE GEOCHEMISTRY (Sr, S, O, H) OF AKKAYA CELESTINE DEPOSIT (ULAŞ, SİVAS-TURKEY)

Çiğdem ŞAHİN DEMİR <sup>1\*</sup> (ORCID: 0000-0002-0630-4924)

Ali UÇURUM <sup>2</sup> (ORCID: 0000-0002-9548-353X)

Ahmet EFE <sup>2</sup> (ORCID: 0000-0002-5989-4753)

<sup>1</sup>Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, SMYO, 58140, Sivas

<sup>2</sup> Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas

\*Sorumlu Yazar / Corresponding Author: Çiğdem ŞAHİN DEMİR, [cigdemshahin80@gmail.com](mailto:cigdemshahin80@gmail.com)

#### ÖZET

Sölestin içeren evaporitler Sivas Tersiyer Havzasında yaygındır. Sivas bölgesinde Akkaya sölestin yatağı en eski ve en büyük açık işletme olup Eosen yaşlıdır ve masif cevher içermektedir. Evaporit minerallerin  $\delta D$  (-88 ‰ ile -117 ‰) ve  $\delta^{18} O$  (O 16.2 ‰ ile 18.1 ‰) verilerine göre Akkaya sölestin yatağının oluşumunda etkin olan suyun sedimenter kökenli olduğu söylenebilir. Evaporit minerallerinin  $\delta^{34} S$  verilerine (22.9 ‰ ile 30.6 ‰) göre S'un kaynağı denizel evaporittir. Sölestinlerin yüksek  $\delta^{34} S$  değere sahip olmaları, tuzlu sular içinde çözülmüş kükürtün sülfür mineralinin oluşumu için indirgendliğini göstermektedir. Evaporit minerallerinin  $\delta^{18} O$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,707646-0707724-jips; 0,707202-0,707391-sölestin) ve  $\delta^{34} S$  değerleri denizel kökeni işaret etmektedir. Sölestinlerin düşük  $^{87}Sr/^{86}Sr$  orana sahip olmalarının nedeni, tabakalar arası suyun evaporit minerallerinin oluşumu sırasında ortama evaporitlerle ara katkılı volkano sedimenter kayalardan beslenen hidrotermal suların katılımını ve böylelikle Sr'u izotopik değişime uğrattıklarını göstermektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Akkaya (Ulaş-Sivas), sölestin, duraylı izotoplar, Sr izotopu

#### ABSTRACT

Celestine-bearing evaporite mineralization is widespread in Tertiary evaporitic Sivas Basin. Akkaya Celestine deposit is oldest and the biggest open pit mine in the Sivas area. Akkaya Celestine deposit is Eocene in age and characterized by having massive ore. Based on  $\delta D$  (-88 ‰ ile -117 ‰) and  $\delta^{18} O$  (O 16.2 ‰ ile 18.1 ‰) data of evaporite minerals, it can be said that sedimentary water is responsible in the formation of Akkaya Celestine deposit.  $\delta^{34} S$  data of evaporites from Akkaya Celestine mine is indicate that origin of S is marine evaporite. High  $\delta^{34} S$  values (22.9 ‰ ile 30.6 ‰) of celestine indicate that the dissolved sulphur in basinal brines had undergone partial reduction to sulphide.  $\delta^{18} O$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,707646-0707724-gypsum; 0,707202-0,707391-celestine) with  $\delta^{34} S$  suggesting that this evaporite deposit is dominated by a marine signature. All celestine samples have lower  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratios suggest that interstratal brines may have mixed with other circulating fluids (meteoric hydrothermal) that had interacted with the volcanic materials and had undergone Sr isotope exchange.

**Keywords:** Akkaya (Ulaş-Sivas), celestine, stable isotopes, Sr isotope.

## GİRİŞ

Akkaya (Ulaş-Sivas) Sölestin Yatağı'nın Sivas Havzası'nda 1980'li yıllardan itibaren üretim yapılan en büyük açık işletme olması, diğer evaporitik serilerle ilişkilerinin iyi gözlenmesi, üretilecek verilerin havza evaporitlerinin anlaşılmasına katkı sağlayacağı düşünülerek yatağın jeolojisi ve izotop jeokimyası incelemelerini amaçlayan bu çalışma yapılmıştır. Çalışma alanı Sivas il merkezinin 20 km güneyinde İ38-d4 paftasında, Akkaya Köyü'nün kuzeydoğusunda Körtuzla mevkiinde yer alan sölestin yatağının oluşum koşullarının-kökeninin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda, sölestin minerallerinde duraylı izotop ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  ve  $\delta^{34}\text{S}$ ) ve radyojenik izotop ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) analizleri yapılmıştır. Sölestin oluşumunda etkili olan hidrotermal suyun kökeninin belirlenmesi için  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$ , sölestin ve yan kayaçlarında bulunan S'ün kökeni için  $\delta^{34}\text{S}$  ve Sr'un kökeni için de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranları değerlendirilip literatür de bilinen benzer yatakların özellikleri ile karşılaştırılarak yorumlanmıştır.

## MATERYAL ve YÖNTEM

Bu çalışma, saha ve laboratuvar incelemelerinden oluşmaktadır. Barit Maden Türk A.Ş.'ye ait Ulaş Akkaya Köyü civarı İR:888 ruhsat nolu stronsiyum sahasında yapılan "M" rumuzlu 26 adet sondajda, cevher ve yan kayaçtan olmak üzere toplam 194 adet karot örneği alınmıştır. Alınan bu örneklerden 13 tanesinin ince kesiti ve 3 tanesinin parlak kesiti yapılmıştır. Mineralojik incelemeler ve cevher mikroskopisi incelemeleri Nikon Coolpix 4500 dijital fotoğraf makine atışmanlı Nikon Eclipse E 600 Pol mikroskobunda gerçekleştirilmiştir.

XRD çözümlenmeleri Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde (Anot=Cu ( $\text{CuK}_\alpha=1.541871\text{Å}$ ), Filtre=Ni, Gerilim=35 kV, Akım=15 mA, Gonyometre hızı=2°/dak., Kağıt hızı=2cm/dak., Zaman sabiti=1 sn, Yarıklar=1° 0.15 mm 1° 0.30 mm, Kağıt aralığı=2 $\theta$  = 5-35°) C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) yapılmıştır. Tüm kayaç bileşenleri tanımlanmış ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında mineral şiddet faktörleri kullanılmış olup, yansımalar mm cinsinden ölçülmüştür.

Litojeokimyasal analizler cevher ve yan kayaçtan alınan 44 örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Jeokimyasal analizler için örnekler, öncelikle çeneli kırıcıdan yaklaşık 0.5 cm'den daha küçük boyutlara kırılmıştır. Daha sonra halkalı değirmende pudra elde edilinceye kadar öğütülmüştür.

Ana ve iz element konsantrasyonları laser ablation atışmanlı Micromass Platform ICP-HEX-MS ile Nevada Bureau of Mines and Geology (USA) laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir

İzotop analizleri için saf jips, sölestin ve anhidrit minerallerini içeren örnekler öncelikle serbestleşme tane boyuna kadar kırılmıştır. Daha sonra saf yakın ayırma işlemi için mineral ayırma düzeneğinde ağır sıvılar Bromoform- $\text{CHBr}_3$ , Diiodomethan- $\text{CH}_2\text{I}_2$  kullanılmıştır. Ağır sıvı ile elde edilen örnekler filtrelendikten sonra aseton ile yıkanarak mikroskop altında elle ayrılmıştır.

Sölestin, jips ve anhidrit örneklerinden seçilen toplam 15 örnek üzerinde duraylı izotop ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  ve  $\delta^{34}\text{S}$ ) analizleri yapılmıştır. Duraylı izotop analizlerinin tamamı Nevada Stable Isotope Laboratory, University of Nevada, Reno (Reno-NV, USA)'de gerçekleştirilmiştir.

Jips, sölestin ve anhidritin  $\delta^{18}\text{O}$  değeri  $\text{BrF}_5$ 'ın florlama için kullanıldığı ve lazer-çözümleme tekniği kullanılarak devamlı akış metodu ile analiz edilmiştir. Kullanılan yöntem Sharp (1990) ve Sharp ve diğ. (2001) yöntemlerinde değişiklik yapılarak ortaya çıkartılmıştır. Örnekler Merchantek EO  $\text{CO}_2$  lazeri ile ısıtılmış ve izotop analizleri çift girişli Micromass Isoprime izotop oran kütle spektrometresinde moleküler  $\text{O}_2$  de analiz edilmiştir. Analizler NBS-28 nolu standart ( $\delta^{18}\text{O}=+9,6\%$ ) kullanılarak kalibre edilmiştir. Hata oranı  $\pm 0,15\%$  dir. Değerler V-SMOW (Vienna Standart Mean Oceanic Water)'a göre rapor edilmiştir.

Sölestin, jips ve anhidrit'in  $\delta^{34}\text{S}$  izotop değerlerinin belirlenmesinde Giesmen ve diğ., (1994)'in metodu kullanılarak devamlı akış hatlı Micromass Isoprime izotop oran kütle spektrometresinde belirlenmiştir. Analizler GSL (Green Sphalerite), UGLI (Galena), BSL (Brown Spahlerite) ve MIC (Chalcopyrite) standartları kullanılarak kalibre edilmiştir. Hata oranı  $\pm 0,2\%$  dir. Değerler V-CDT (Vienna Canyon Diablo Troilite)'a göre rapor edilmiştir.

Seçilen 10 sölestin ve jips örneği üzerinde  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranlarının tespiti Eberhard Karls Universitât, Tübingen (Almanya) jeokimya laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Seçilen örneklerde  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranının tespitinde önce mineraller, 140 °C'de sıcak bir levha üzerinde 4 gün boyunca %52'lik HF çözeltisi içinde çözülmüştür. Sindirilen örnekler kurutulmuştur ve 6N'lık HCl asit içinde yeniden çözülmeye bırakılmıştır daha sonra tekrar kurutulmuş ve ardından 2.5N'lık HCl asit içinde yeniden çözülmüştür. Sr element ayrılmasında, Bio Rad AG 50W-X8, 200-400 mesh 5ml'lik bir resin yatağı ile geleneksel iyon değişim kromatografi ile kuvars kolonları üzerinde yapılmıştır.

İzotop ölçümleri, Finnigan MAT 262 kütle spektrometresinde, Thermal İyonizasyon Kütle Spektrometresiyle yapılmıştır. Sr, önceden belirlenmiş W filamentleri üzerinde bir Ta-Hf aktivatör ile yüklenmiştir ve tek-flament modunda ölçülmüştür.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  izotop oranları,  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  e göre normalize edilmiştir. NBS 987 Sr standartı,  $0.710250 \pm 0.000009$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranını vermektedir.

## GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLER

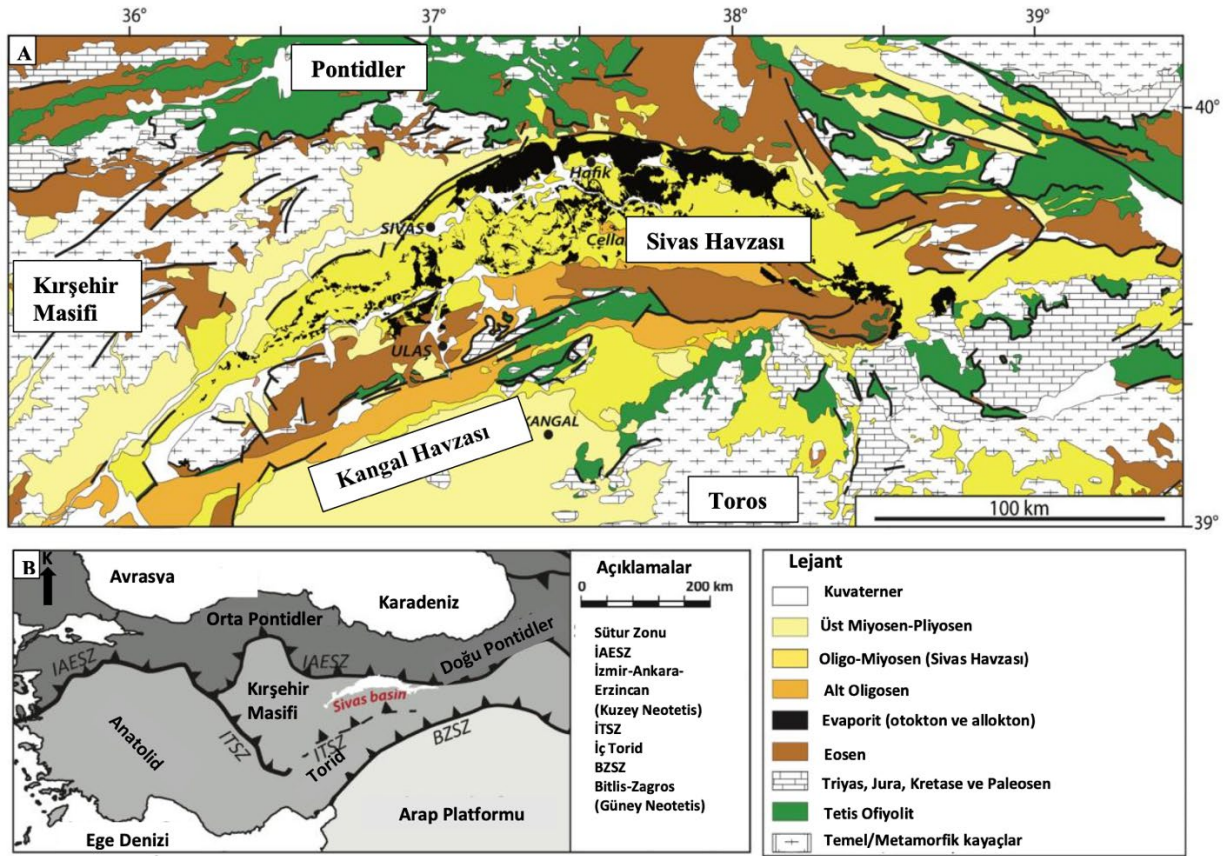
### *Sivas Tersiyer Havzası*

Sivas Havzası, 200 km uzunluğunda ve 50 km genişliğinde olup kuzeyde Pontid volkonik yayıyla, batıda Kırşehir metamorfik masifiyle, güneyde de Torid ile sınırlıdır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Guezou ve diğ., 1996; Görür ve diğ., 1998; Yalınız ve diğ., 2000; Okay ve diğ., 2006; Poisson ve diğ., 2016; Ribes ve diğ., 2018), (Şekil 1).

Sivas Havzasının oluşumu Maastirhiyien'de Tecer ve Gürlevik formasyonlarını içeren karbonat platformu ile ofiyolitik temel üzerinde başlamıştır (Kurtman, 1973; Cater ve diğ., 1991). Paleosen-Eosen, Sivas Havzası güney sınırında Bahçecik konglomerasının depolandığı dönemdir (Kurtman, 1973; Guezou et al., 1996; Özçelik and Altunsoy, 1996; Poisson ve diğ., 1996; Yılmaz ve Yılmaz, 2006; Önal ve diğ., 2008). Konglomeraların üzerine derin deniz türbiditleri, lav ve volkanoklastik sedimanlardan oluşan Bozbel formasyonu gelirken (Kurtman, 1973; Özçelik ve Altunsoy, 1996; Poisson ve diğ., 2016), Eosen'in en üst kesimine ise kalkerli çamurtaşı ile geçişli sığ denizel fasiyesinden oluşan Tuzhisar formasyonu gelmektedir (Kurtman, 1973; Cater ve diğ., 1991; Özçelik ve Altunsoy, 1996; Gündoğan ve diğ., 2005). Anhidrit ve jips tabakalarının ardalamasından oluşan bu ana tuz seviyesi, halokinetik kökenli mini basenlerin kaynağı olarak gösterilmektedir (Poisson ve diğ., 2016; Kergaravat ve diğ., 2016; Ribes ve diğ., 2018, Legeay ve diğ., 2018) (Şekil 2).

Evaporitik Tuzhisar formasyonu, kırmızı ve mordan yeşile değişen renklerde, türbiditik ve playa-göl ortamını temsil eden ince taneli kumtaşı ve şeylden oluşan Selimiye formasyonu ile üzerlenmiştir (Kurtman, 1973; Poisson ve diğ., 1996). Selimiye formasyonunun depolanması sırasında tuz domlarında (Steel, 1998) içerisindeki evaporitin çözünüp yeniden hareketlenmesiyle ilk jenerasyon mini basenler oluşmuştur (Poisson ve diğ., 2016; Kergaravat ve diğ., 2016; Ribes ve diğ., 2018). Sivas havzasının merkezinde, bu tuz domları ikincil mini basenlerin oluşumuna katkı sağlayarak, bu havzalarda maksimum 2400m kalınlığa sahip akarsu-göl sedimanlarından oluşan Karayün formasyonu depolanmıştır (Steel, 1998; Ribes, 2015; Ribes ve diğ., 2015; Kergaravat ve diğ., 2016) (Şekil 2).

Karayün formasyonunun üzerine ise Oligosen-Miyosen'de bölgesel transgresyonu (Özcan ve diğ., 2009; Poisson ve diğ., 2010, 2016; Sirel ve diğ., 2013) temsil eden sığ-denizel ve marn kumtaşı ardalanmalı kısmen ve lokal olarak algli kireçtaşı içeren Karacaören formasyonu (Kurtman, 1973; Özcan ve diğ., 2009; Poisson ve diğ., 2010; Sirel ve diğ., 2013) gelmektedir. Üzerleyen Benlikaya formasyonu ise Orta-Geç Miyosen yaşlı kırmızımsı kumtaşı-konglomera ile taşkın önü çamurtaşı ardalanmalı akarsu çökelleri ile karakteristiktir (Poisson ve diğ., 1996; Poisson et ve diğ., 2010) (Şekil 2).



Şekil 1. A-Sivas Tersiyer Havzası ve civarını gösterir lokasyon ve jeoloji haritası Ribens ve diğ (2015)'den, B- Türkiye'nin ana tektonik zonlarını gösterir harita Ribens ve diğ (2015)' den.

### Sölestin İçeren Sivas Tersiyer Havzası Evaporitlerinin Genel Özellikleri

Yılmaz ve Yılmaz (2006) tarafından alt basenlere ayrılan Sivas Tersiyer Havzası'nın sadece Şarkışla-Cellali alt havzasında sölestin içeren evaporitler mevcuttur. Her ne kadar Akçakışla-Düzyayla ve Akkışla-Altınyayla alt havzasında jips içeren seviyeler bulunsun da sölestin içeren evaporitik seviyeler yoğunlukla Şarkışla-Cellali alt havzasında gözlenmekte, diğer jips seviyeleri içeren alt basenlerde gözlenmemektedir.

Çalışma konusunu teşkil eden sölestin içeren ve Sivas Havzası içerisinde yer alan evaporitik Şarkışla-Celalli alt havzası kuzeyde Yukarı Kızılırmak fay zone ile güneyde ise Tecer bindirmesi ile sınırlıdır.

Tersiyer yaşlı Sivas Havzası'nın Şarkışla-Celalli alt havzasında yaygın olarak sölestin içeren evaporitik kayalar bulunmaktadır. Bunlar başlıca üç zona ayrılmaktadır (Tekin, 2001), (Şekil 3). Birinci zone geç Eosen yaşlı ve laminalı bir karakter sergileyen jipslerdir. Bu jipsler Eosen sonundaki regresyona bağlı olarak oluşan sığ karakterli iç lagünlerde çökelmişlerdir.

İkinci zone ise Oligosen yaşlıdır ve başlıca iki tip fasiyes sergilemektedir. Bunlar kalın ve masif karakterli jips fasiyesi ile kumtaşı ara tabakalı nodüler jips fasiyesidir. Oligosenin birinci tip fasiyesi sığ sahil sabkalarında, ikinci tip fasiyesi ise menderesli akarsuların terkedilmiş kanalları içerisinde oluşmuştur. Havzadaki üçüncü ve son evaporitik zone ise Erken Miyosen yaşlı masif ve tabakalı jipslerdir. Bunların tabakalı olanları fosilli kireçtaşları ve kumtaşları ile yer yer ara tabakalıdır. Bölgedeki bu en genç evaporit çökelişi, Sivas Tersiyer Havzası'nın üst Miyosen başında güneyden gelen sınırlı bir denizel transgresyon ürünüdür.

Yaş	My	Litoloji	Formasyon	Çökeltme Ortamları	Kaln. (m)	
<b>Kuvaterner</b>						
		Aliyion teras ve traverten				
<b>Pliyosen</b>	Placenzian		Merakom	Göl		
	Zanclean					
<b>Miyosen</b>	Messinian		Incesu	Akarsu	50-200	
	Tortonian					
	Serravallian			Birim 2: Kıyı göl		
	Langhian		Benlikaya	Birim 1: Yelpeze akarsu ve örgülü akarsu	500-1000	
	Burdigalian			Birim 4: Delta düzlüğü ve sınırlı kıyı lagün Birim 3: Karışık delta ve sığ denizel karbonatlar		
	20.44		Karacaören	Birim 2: Delta düzlüğü ve sınırlı lagün Birim 1: Karışık delta ve sığ denizel karbonatlar	1000-2500	
	Aquitainian					
	23.03					
<b>Oligosen</b>	Chattian			Birim 3: Akarsu-tuzlu göl		
	28.1		Karayün	Birim 2: Birleşik örgülü akarsu Birim 1: Akarsu arakatlı kıyı göl	1000-2500	
	Rupelian					
<b>TUZ DOMU</b>						
<b>Eosen</b>	33.9		Selimiye	Kıyı-göl Akarsu	1500-2500	
	38.0		Tuzhisar	Sabka Denizel düzlük	Otoktonlu seviye >200 ?	
	41.3		Tokus	Sığ-su türbiditleri Tokus: numulitik düzlükler (kenarları boyunca)	100-1500	
			Bözbel	Bazaltik intrüzyonlu ince tabakalı türbiditler		
	Lutetian					
	47.8		Yapalı	Kalsitürbiditler	50-100	
	Ypresian		Kozluca	Kalın tabakalı türbiditler ve volkanoklastikler Yelpeze delta Ya: Yagmurluseki Fm	100-600	
	56.0		Bahçecik			
<b>Paleosen</b>	59.2		Ko	Kızılımsı şeyl Ce: Cercapindere		
	61.6		Ka	Karışık volkanoklastikler, klastikler ve karbonat türbiditler	100-2000	
	66.0		Tecer	Tecer Sığ su karbonat düzlükleri		
<b>KRETASE</b>						
<b>Sivas Havzası'nın temeli</b>	<b>Geç Kretase</b>		Torid ofiyoliti	Nadir magmatik intrüzyonlu Serpantinleşmiş peridotit napları Santoniyen-Kampaniyen sırasında oluşan üzerleme	3000 ?	
	<b>Ayrırtılmemiş Jura-Orta Kretase</b>		Ofiyolitik melanj		> 50	
			Munzur Birimi	Ayrırtılmemiş platform karbonatlar Zayıf metamorfize	?	

Şekil 2. Orta Sivas Havzasının, çökeltme ortamları, formasyon ve ortalama kalınlıkları gösterir birleştirilmiş bölgesel litostratigrafik kolon kesiti (Kergaravat ve diğ., 2017'den değiştirilerek).

Bu üç evaporit zonundaki sölestin oluşumu Sivas Havzası'nda oldukça yaygındır. Sölestinler havzada, Üst Eosen yaşlı kireçtaşları ve jipsler içerisinde çatlak karstik boşluklarda dolgu türü tarzında, Oligosen'in flüvyal kumtaşı ve kireçtaşları ve jipsler içerisinde yumrular şeklinde, Üst Miyosen'nin masif jipsleri içerisinde ise büyük boyutlu mercerler şeklinde yer alırlar (Tekin 2001) (Şekil 3). Sivas Havzasındaki Eosen yaşlı birimler filiş karakterinde

oluşturmuştur. Kil, kilitaşı, kumtaşı ve kireçtaşı ardalanması şeklinde gelişen filişin içinde yer yer jips mercekleri oluşmakta ve kumtaşları ile yanal geçişli gözlenmektedir.

Havzadaki sölestin mineralinin tabanı olarak kabul edilen Eosen filişinin kalınlığı havza ortalarında 1000m.'ye kadar ulaşabilmektedir. Alacalı seri olarak tanımlanan Oligosen serileri kırmızı, bordo renkli kumtaşı, silttaşı kireçtaşı ve jips ardalanmaları şeklinde oluşmuştur. Alt Oligosen' de önce geçiş, sonrada denizel neritik ortam koşulları hakim olmuştur. Orta Oligosende bölge derinleşerek bu evrede kumlu ve karbonatlı türbiditik tabakalar çökelmiştir. Üst Oligosen'de hızlı depolanma sonucu evaporitik ortam koşulları hüküm sürmüştür.

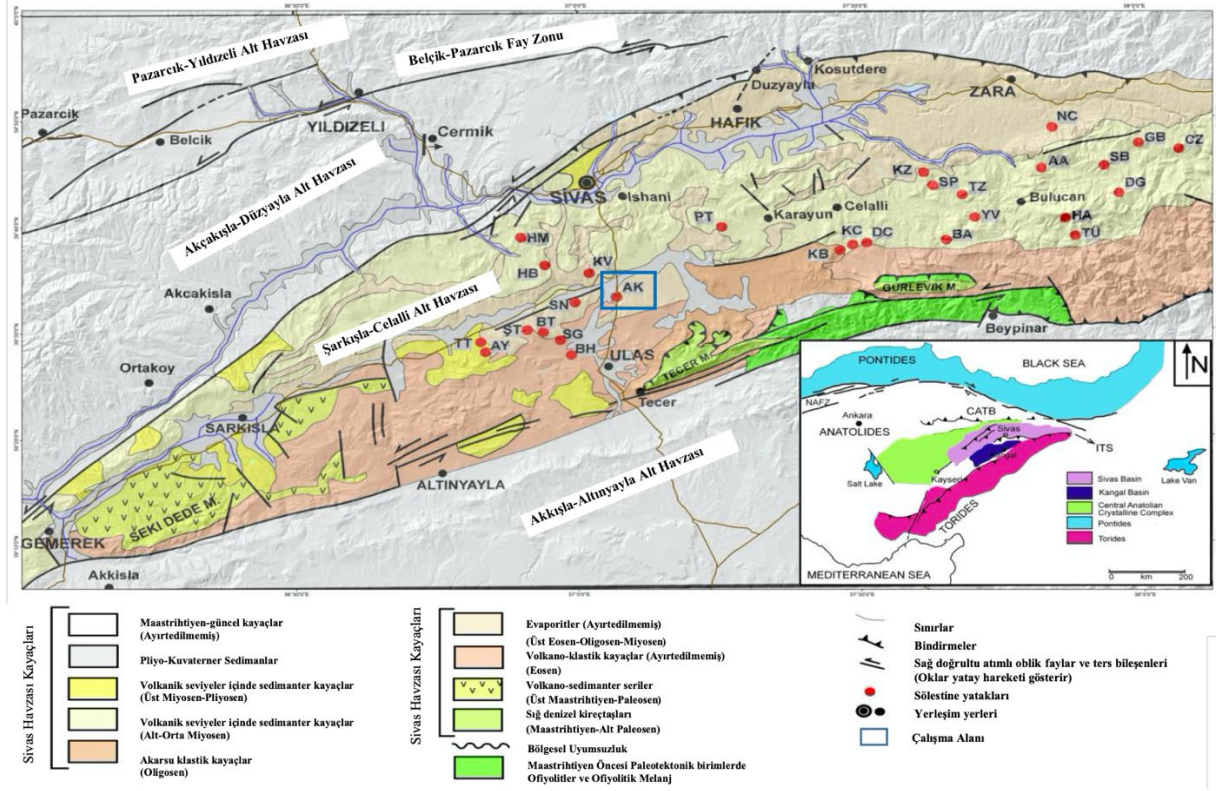
Gerek Üst Eosen, gerekse Oligosen denizleri zaman zaman çeşitli etkenlerle sığlaşarak bölgesel lagünler oluşmuştur. Deniz suyunda çok miktarda bulunan stronsiyum iyonları yer yer yoğunlaşarak jipslerin altında ve içinde sölestin mercekleri oluşturmuştur. Oligosen jipsleri içerisinde de sölestin mercekleri bulunması bu yörede denizel geçişli lagüner ortam şartlarının hüküm sürdüğünü göstermektedir.

Büyük sölestin zenginleşmesi submarin eşik veya havzaların kıyı bölgeleri ile ilişkilidir. Kıyı bölgelerden havzanın derinlerine doğru yüksek konsantrasyonlu suların akımı ile bir döngü oluşur. Böylece az konsantre deniz suyu sığ bölgelere taşınır ve havzaya yeni stronsiyum iyonları gelir. Evaporasyon sonucu konsantrasyon tekrar artmaktadır. Ardalanmalı yataklar bu şekilde deniz suyundaki buharlaşma ve konsantrasyon artışı sonucu birkaç sülfid-karbonat değişmesi sonucu meydana gelmişlerdir.

Havzadaki en fazla sölestin oluşumu, Eosenden hemen sonra ve Alt Oligosen serilerinin çökmesi sırasında jipslerle beraber olacak şekilde gelişmiştir. Bu nedenle havzada Eosen'in üst seviyeleri cevher oluşumu açısından taban olarak kabul edilmiştir. Oligosen in kalınlığı havza ortalarında 700-800m ye kadar ulaşmaktadır. Bölgede sölestin içeren alanların Oligosen birimlere göre belirgin şekilde topoğrafik olarak yükseklik ve bir sıralanma gösterdikleri gözlenmektedir. Sölestin cevheri genellikle yerel kırık ve çatlaklarla kontrol edilmektedir. Çalışma bölgesindeki sölestinler yer yer masif, yer yer boşluk dolgusu ve böbreğimsi yapıda yer yer de tabakalı olarak gözlenmektedir. Şarkışla-Cellali alt havzasında yer alan sölestin içeren evaporitler toplam 28 adet olup bunlar Şekil 4'de verilmiştir.

DEVİR	SİSTEM	SERİ	YAŞ	Kalınlık (m)	FORMASYON	ÜYE	KAYA BİRİMİ	AÇIKLAMALAR	ÇÖKELME ORTAMLARI
SENOZOYİK	TERSİYER	Kuvaterner	Pleystosen	Geç	0-30	Karatepe	Oal	Alüvyon	Karasal
		Miyosen	Erken-Orta	150-800	Hacıali	Th	Th	SÖLESTİN (Masif) (3.zon) Masif jips ve kilitaşı Kumtaşı, marn fosilli kireçtaşı	Uyumsuzluk Sığ lagün Sığ şelf
		Oligosen	Oligosen	100-600	Selimiye	Ts	Ts	Kırmızı çamurtaşı ve kilitaşı Nodüler ve masif jipsler SÖLESTİN (Nodüler) (2.zon)	Uyumsuzluk Kıyı sabka-alüvyal
		Eosen	Orta-Geç	200-1000	Bozbel	Tb	Tb	Laminallı jipsler SÖLESTİN (Boşluk Dalgusu) (1.zon) Karbonat filiş	Uyumsuzluk ve yerel parakonformite Sığ şelf-lagün
		Paleosen						Resifal Karbonatlar	Düzlük

Şekil 3. Sivas Tersiyer Havzasındaki sölestin içeren evaporitik serilerin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Tekin, 2001'den değiştirilerek).



**Şekil 4.** Sivas Havzası Şarkışla-Celali alt havzasının topografik rölyefli jeoloji haritası ve sölestin yataklarının lokasyonları. Topografik veriler USGS/NASA SRTM verileri olup Reuter et al. (2007) metodu ile interpolasyonu yapılmıştır. Jeolojik veriler Yılmaz ve Yılmaz 2006'dan değiştirilerek Uçurum ve diğ 2019'dan.

### Çalışma Alanının Genel Jeolojisi

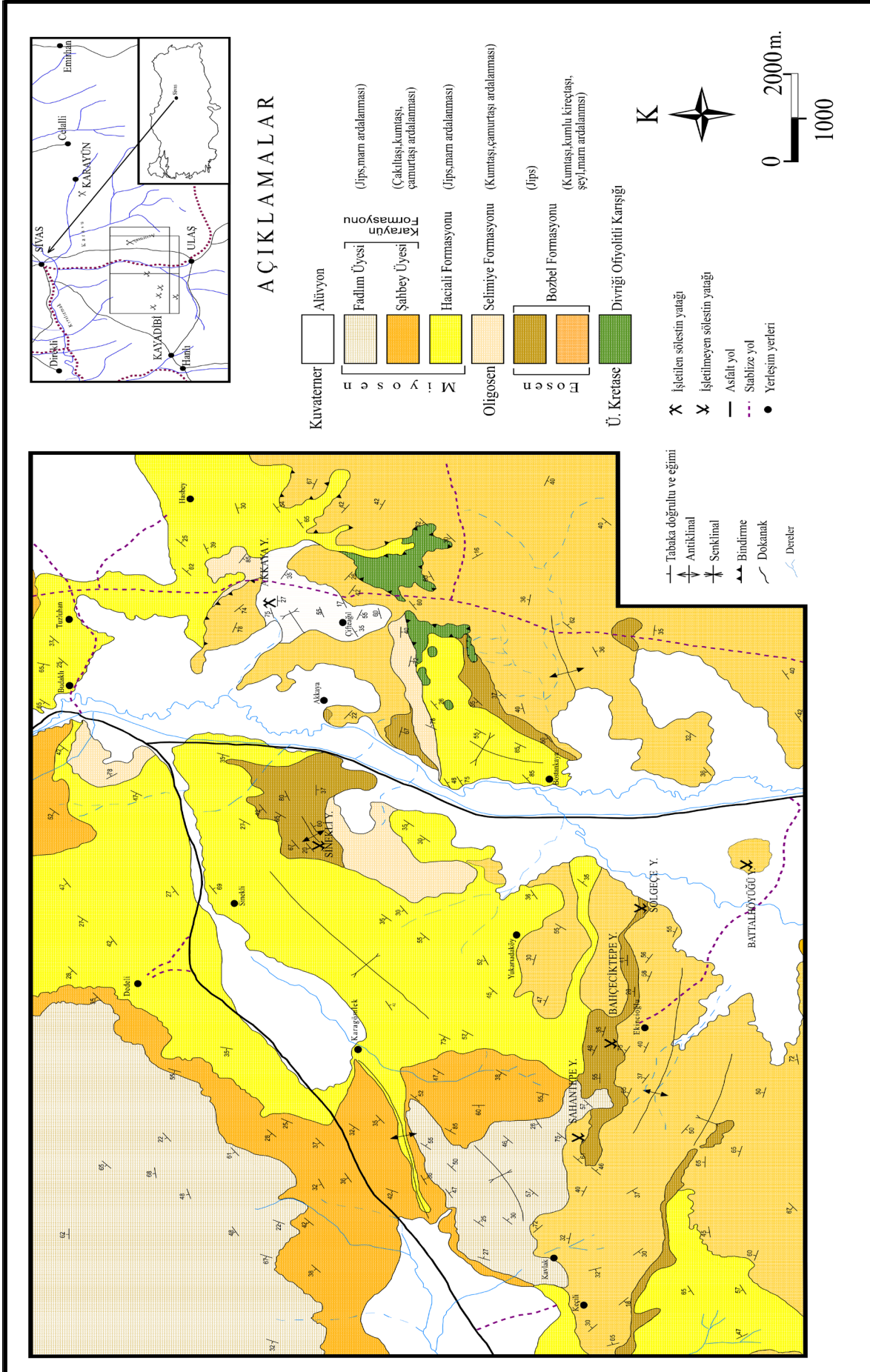
Akkaya bölgesi ve yakın civarında başlıca sedimanter kayaçlar hakimdir (Şekil 5). Sölestin jips veya jips içeren Eosen, Oligosen ve Miyosen yaşlı sedimanter birimlerle birlikte bulunmaktadır. Akkaya sölestin yatağının da içinde bulunduğu bölgenin temelini Üst Kretase yaşlı Divriği ofiyolitli karışığı temsil etmektedir. Birimin bileşimini, piroksenit, serpantin, gabro, spilit-diyabaz, bazalt, kireçtaşı blokları, Akdağ kireçtaşları, metamorfik kayaç blokları, çört tabakaları oluşturur (Artan ve Setsini, 1971; Kurtman 1973; Bayhan ve Baysal 1981, Tunç ve diğ. 1991).

Divriği ofiyolitli karışığı Eosen yaşlı Bozbel formasyonu ile üzerlenir. Bozbel Formasyonunun egemen litolojisi filiş türü bir karakter gösterse de Tekeli ve diğ. (1992), içerisinde yerel ölçekte depolanmış çok farklı fasiyes gelişimlerine de sıkça rastlanıldığını belirtmiştir. Bu bağlamda Bozbel Formasyonu üç farklı fasiyes topluluğuna ayrılmıştır (Tekeli ve diğ. 1992). 1) Kumlu, marnlı-kalkerli filiş, 2) Esmer-gri şeyli filiş, 3) Jipsli kilttaşlarıdır. Bozbel Formasyonu'nun en üst kesimlerini bu jipsli kilttaşları oluşturur. İnce jips bantlarının (5-10 cm kalınlıklı) esmer kilttaş-killi kireçtaşlarıyla ardalandığı bu fasiyeste yer yer sölestinlerde vardır. Bu birimler birbiri üzerinde gelişebildiği gibi, birbirine yanall yönde geçişli olarak da depolanma özelliğine sahiptirler.

Çalışma alanında sedimanter istif Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu ile devam etmektedir. Sivas Havzasında geniş bir yayılım ve kalınlık gösteren birim, tabanda jipsli bir seviye ile başlar ve üst seviyelerinde alacalı renkteki serilerle (kırmızı-gri-yeşil renkli ve bol çapraz tabakalı kumtaşı ile kilttaş) devam etmektedir.

Selimiye Formasyonu içerisinde yerel ölçekte depolanmış iki farklı fasiyes gelişimi sözkonusudur. 1) Jips fasiyesi, 2) Akarsu fasiyesi topluluğudur. Bu fasiyesler verilen sıraya göre birbirleri üzerinde gelişmişlerdir.

Miyosen yaşlı Hacıali Formasyonu'na ait olan Purtepe Üyesi'nin tabanında yer yer merccekler şeklinde büyük boyutlu masif sölestin mineralleşmeleri gözlenmektedir. Alt seviyelerinde kiremit kırmızısı, kahverengi renkli, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı, orta seviyeleri jips-marn ve üst seviyeleri ise kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve marn ardalanmasından oluşan Miyosen yaşlı Karayün Formasyonu da Şahbey ve Fadlım Üyesi ile çalışma alanı içerisinde gözlenmektedir.



Şekil 5. İnceleme alanı ve yakın çevresinin yer bulduru ve jeoloji haritası (Ceyhan, 1996' dan)



## AKKAYA MADEN OCAĞININ GENEL ÖZELLİKLERİ VE JEOLJİSİ

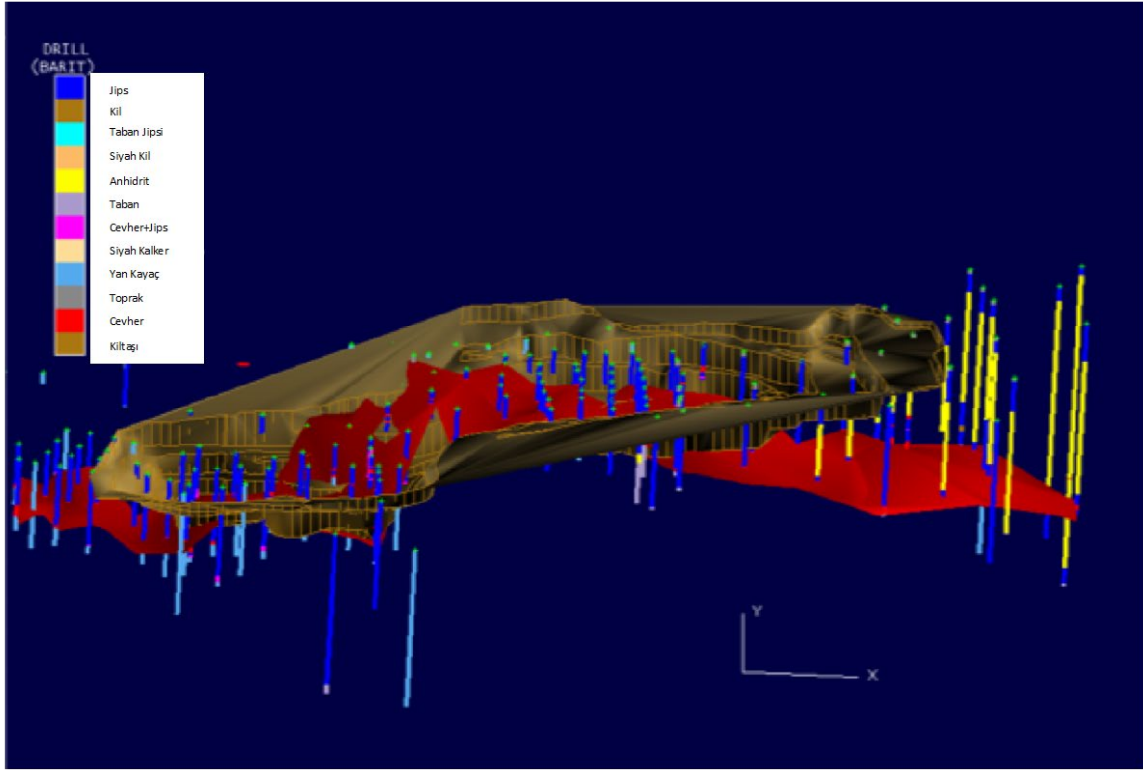
Barit Maden Türk A.Ş. tarafından işletilen Akkaya sölestin ocağında (Şekil 6) “SJ” rumuzlu 152 adet ve “M” rumuzlu 26 adet karotlu sondaj yapılmıştır. “SJ” rumuzlu sondajlardan elde edilen veriler ışığında sölestin yatağının üç boyutlu diyagramı çıkartılmıştır (Şekil 7). Bu diyagrama göre sölestin büyük ocakta KD-GB yönelimi göstermektedir. Açık işletme de yapılan yapılan jeofizik etüdler sonucunda genel olarak yeraltı yapısı, kırık sistemleri, gaz geliş alanları belirlenmiştir. Açık İşletme alanının doğu kesimi bir çanak konumda olduğu belirtilmektedir (Barit maden Türk A.Ş., 1994). Açık İşletme içerisinde belirlenen 2 fay KD-GB doğrultulu ve düşey atımlıdır ve bu faylarla havzanın ortasının derinleştiği gözlenmektedir (Barit Maden Türk A.Ş., 1994). Sölestin yatağının genel konumu ve gömülü fayların doğrultuları birbirleri ile örtüşmektedir. Fayların yüzeye kadar çıkamamış olduğu ancak ezik bir zon oluşturdukları belirlenmiştir. Bu ezik zon içerisinde su ile beraber hareket halinde CO<sub>2</sub> gazı tespit edilmiştir.

“M” rumuzlu ve karotlu sondaj, yatağın batı kesimini temsil etmekte ve verilerine bakıldığında sölestin zaman zaman saf şekilde, zaman zamanda jips ile birlikte gözlenmektedir (Şekil 8 ve 9). Sölestin’in kalınlığı 3-10 m arasında değiştiği belirlenmiştir. Sölestin yüzeyden itibaren en sığ olarak 28 m civarında kesilirken (M-20 nolu sondaj ile) en derin belirlenen lokasyon ise 74 m de olmuştur (M-15 nolu sondaj ile) (Şekil 9). Birçok sondajda sölestinin, jips-anhidrit ardalanmasından sonra oluştuğu gözlemlenmiştir (Şekil 9).

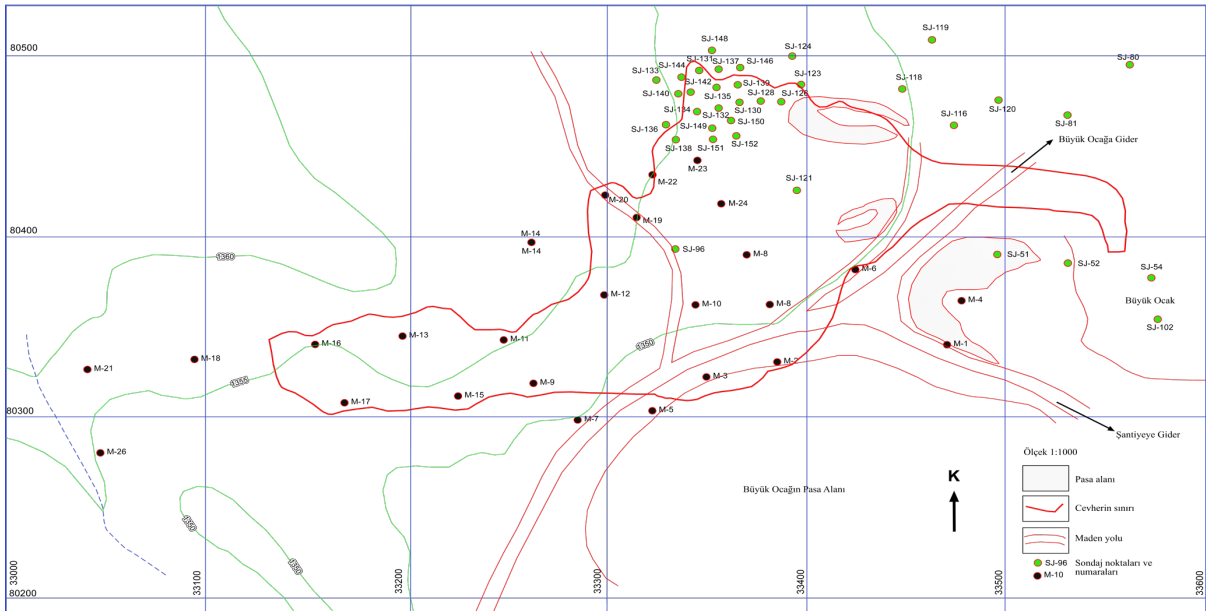
Akkaya açık işletmesinin geneline bakıldığında ise ocağın doğu tarafında anhidritin fazla olduğu görülmüştür. Ocağın hem doğu kesiminde hem de diğer sondajlardaki anhidritin varlığı günümüze değin işletmenin yeraltı ve/veya hidrotermal çözümlerle etkilenmediğini göstermektedir.



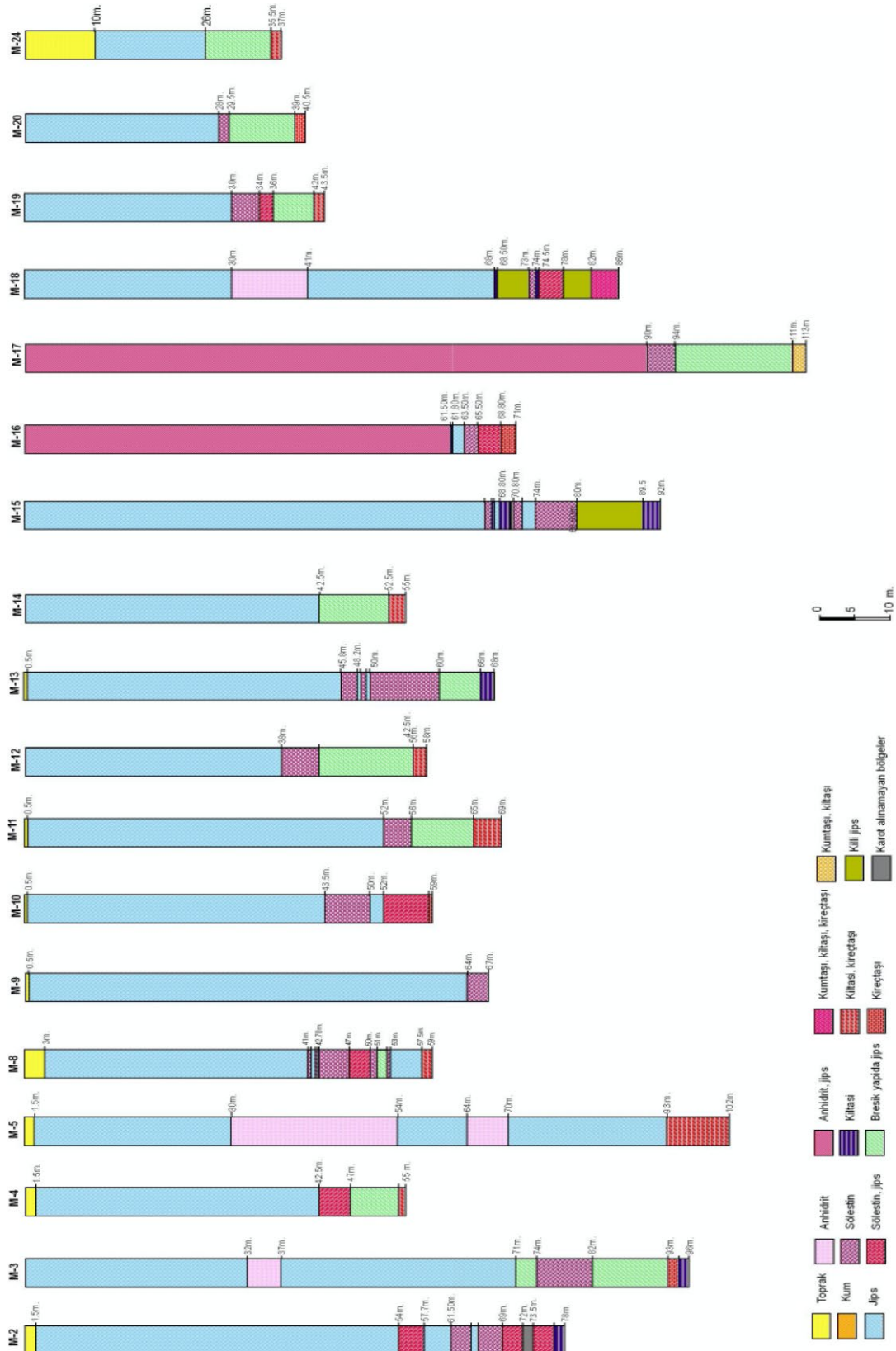
Şekil 6. Akkaya sölestin açık işletme madeninin genel görünümü, KB-GD bakış.



Şekil 7. Akkaya sölestin yatağının “SJ” rumuzlu sondaj verilerinden yararlanılarak, büyük ocağın çizilmiş üç boyutlu diyagramı G’den K’e bakış (Barit Maden Türk A.Ş’den alınmıştır).



Şekil 8. Akkaya sölestin yatağının batı kesimin imalat plan ve “M” ve “SJ” rumuzlu sondaj yerlerini gösteren diyagram (Sondaj verileri Barit Maden Türk A.Ş den) tarafından sağlanmıştır).



Şekil 9. Akkaya söleştin yatağının batı kesimine ait M rumuzlu söleştin ve jipsli söleştin kesen 18 adet sondaj kuyu loglarını gösteren diyagram (Sondaj verileri Barit Maden Türk A.Ş den) tarafından sağlanmıştır)

## ÇALIŞMA ALANINDAKİ KAYAÇLARIN MİNERALojİK-PETROGRAfİK ÖZELLİKLERİ

### *Cevher Mikroskopisi*

Cevher mikroskopisi üç adet örnek üzerinde yapılmıştır. İncelemelerde, markazit ve pirit mineralleri tanımlanmıştır.

Markazitler, yeşilimsi tonda, beyaza yakın sarı renklidirler (Şekil 10). Kesitlerde markazitlerin, çoklu ikiz yığınları veya boşluklarda çubuk şeklinde geliştiği gözlenmektedir. Çok küçük taneli markazitler izotrop görüldüğünden piritlerle karıştırılabilir. Metalik cilası ve mavi ile sarımsı renkteki kuvvetli anizotropisi tipiktir. İkiz lamellerinin oluşu ile çift nikolde piritten kolayca ayırt edilebilmektedir.

Kesitlerde gözlenen pirit mineralleri, çok açık sarı, beyaz renkli özşekilsizdir. Piritler daha çok markazitlerin çevresini saran jel piritler şeklinde gözlenmektedir. Kolloform yapı gösteren jel piritlere Rahmdohr (1982)'da özel bir ad olan "Melnikovit Pirit" adı verilmektedir. Melnikovit piritler kısmen amorf madde içerirler fakat büyük bölümü kriptokristalindir. Çoğu kez %8'e kadar As içerdiği görülür. Genellikle çok belirgin bir kahverengimsi ton gösterir fakat rengi piritte benzer. Reflektivitesi birçok durumda piritten küçüktür, bazen aynı olabilir. Sertliği geniş aralıklarla değişir. Zayıf bir anizotropi görülebilir. Piritler ayrıca sölestin kristallerinin boşluk alanları ile dilinimleri içerisinde bulutumsu- kurtçuk şeklinde de bulunmaktadır.

Markazitler ve piritler genelde birlikte gözlenmekte, markazitler özşekilli kristal şeklinde gözlenirken piritler ise genelde jel konumunda ve çoğunlukla markazitlerin etrafında gözlenmektedir (Şekil 10 A, B, C).

Markazitler ayrıca ince prizmatik ve/veya çubuğumsu şekilde de özellikle sölestinlerin içerisindeki boşluklarda gözlenmektedir (Şekil 10 D).

### *İnce Kesit Tanımlamaları*

Sölestin örneklerinden yapılan ince kesitlerin incelenmesi sonucunda, yarı özşekilli, özşekilsiz sölestin kristalleri belirlenmiştir (Şekil 11 A, B, C, E). Sölestinler, renksiz ve optik engebesi yüksektir. C- eksenine dik kesitlerinde çok iyi dilinim izleri gözlenmektedir. Bazı sölestin minerallerinde opak mineraller vardır. Cevher mikroskopisi çalışmaları sonucu bu minerallerin pirit ve markazit oldukları tespit edildi.

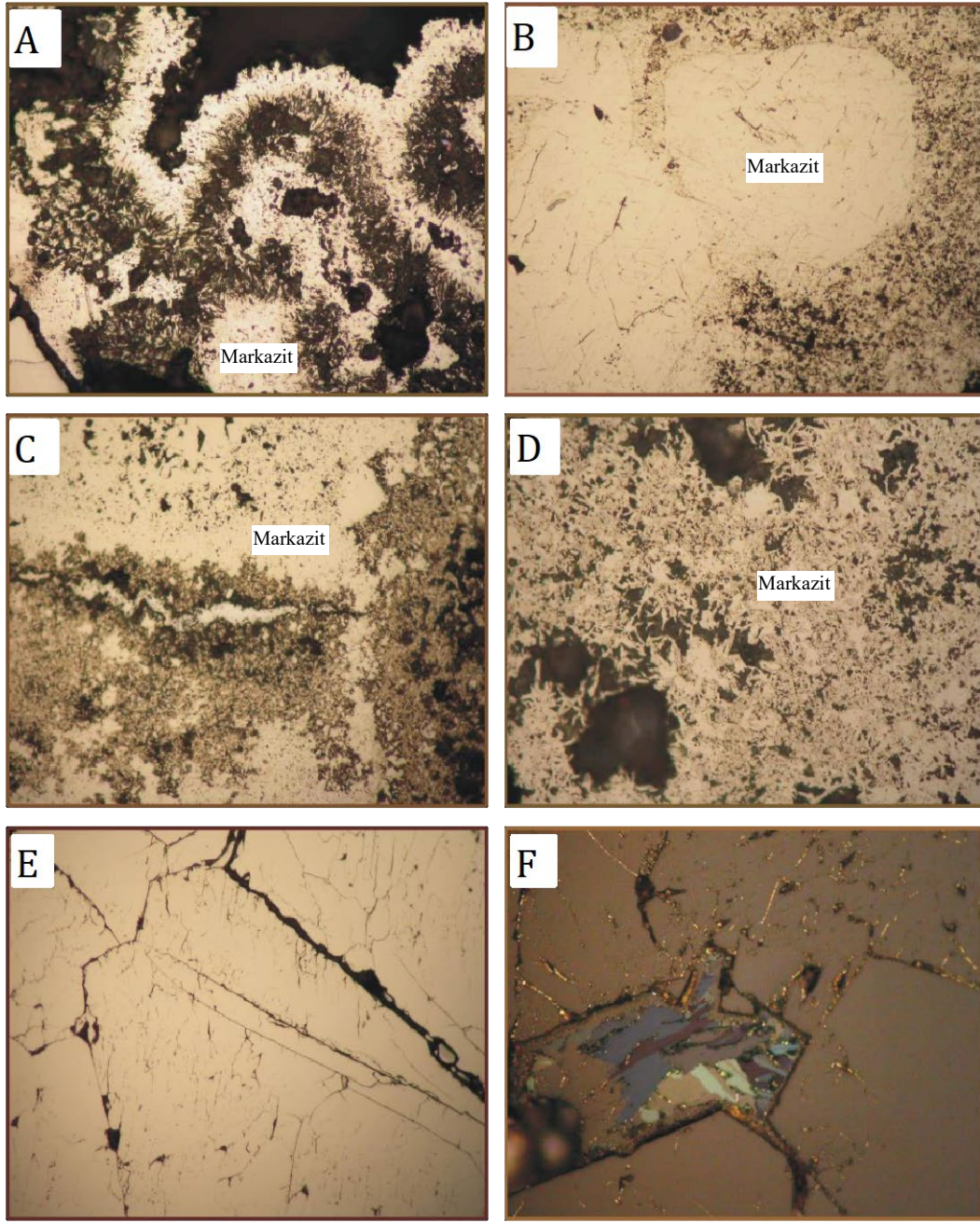
İnce kesitlerde, jips, anhidrit minerallerinin gözlenmesi beklenirken, ince kesit yapım aşamasında su ile çalışıldığından dolayı bu minerallerin tanımlanmasında zorluk çekilmiş ve doğrulukları XRD paternleri ile pekiştirilmiştir (Şekil 11 D, F)

Sölestin mineralleri yarı özşekilli, özşekilsiz, 100 µm ile 5-8 cm arasında değişen boyutlarda olup mavimsi-gri-beyaz renkli, birbirleriyle keskin ve girintili çıkıntılı sınırlıdır (Şekil 14). Bazı kristallerde iki yönlü dilinimler gözlenmiştir.

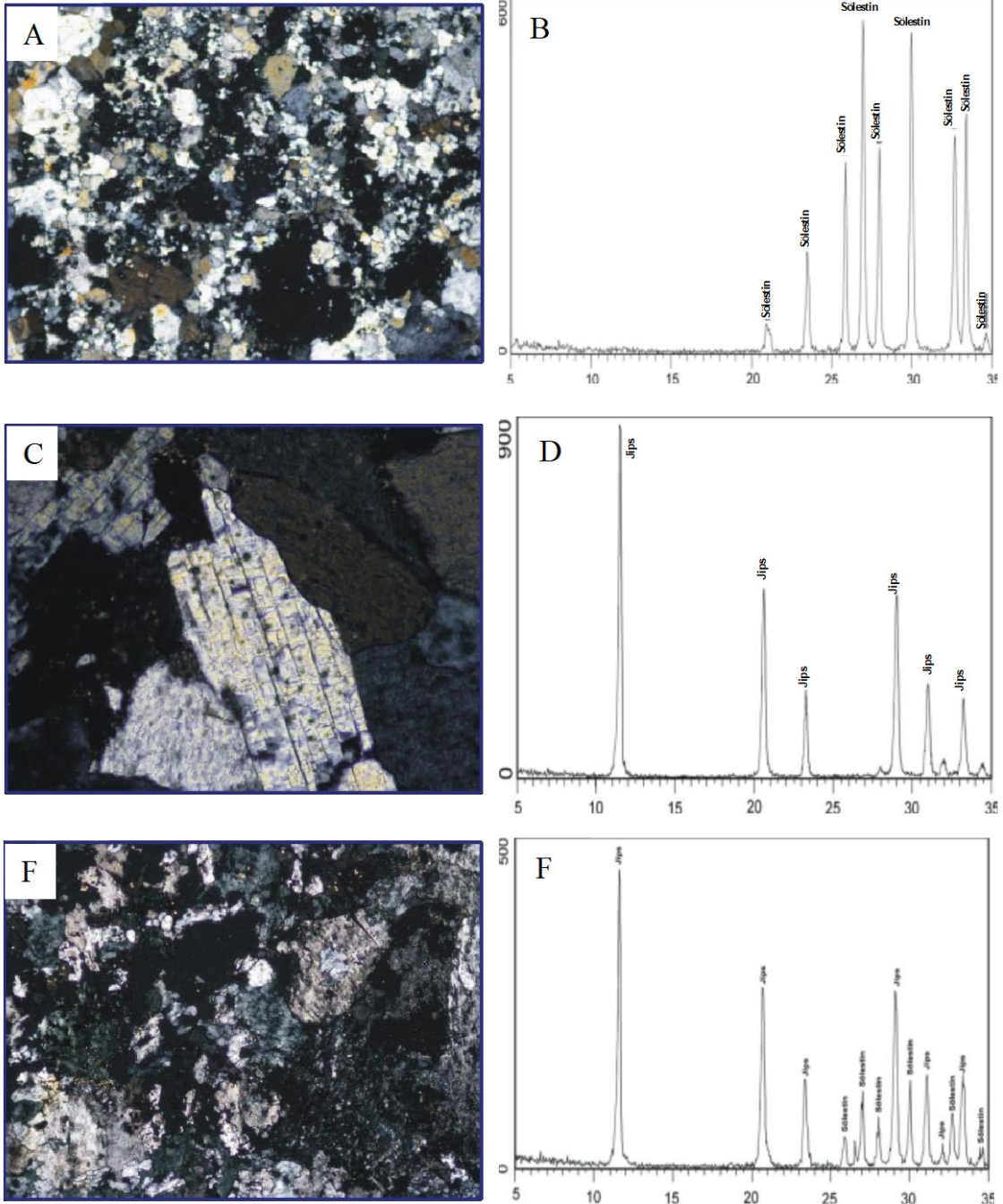
Gerek makro gerekse mikro sölestin kristallerinin kenarlarında pirit markazit gibi sülfür minerallerinin varlığı optik mikroskopi ile tespit edilmiştir. Bazı sölestin kristalleri kahverengimsi ve ince taneli killeşmeyi işaret etmektedir.

Sölestinler el örneğinde şeffaf, özşekilli/özşekilsiz, genellikle boşluk dolgusu şeklinde gelişmiş jipsler tarafından kuşatılmıştır.

Sölestin minerallerinin ince kesit tanımlamaları sırasında çok sayıda birincil ve ikincil sıvı kapanım içerdiği gözlenmiştir. XRD paternlerinde de sölestinler saf olarak ve jips ile birlikte pikler vermişlerdir.



**Şekil 10.** A-Kolloform yapı gösteren markazitlerin mikro fotoğrafı. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 20X. B-Markazitlerin çevresinde yer alan jel piritlerin mikro fotoğraf görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 5X. C-Markazitlerin çevresinde yer alan jel piritlerin mikro fotoğraf görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 20X. D-Boşluklarda gelişen markazit çubuklarının mikro fotoğraf görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 50X. E-Çubuk şeklindeki markazitlerin bir arada görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 20X. F-Markazitlerde gözlenen morumsu mavi, yeşil-sarı anizotropi. Örnek No: M18-10, Çift Nikol, Büyütme 20X (Şahin, 2006'dan)



**Şekil 11.** A- Küçük boyutlu sölestin kristallerinin mikro fotoğrafı. Örnek No: M8-4, Çift Nikol, Büyütme 5X. B- M15-3 numaralı saf sölestinin X-ışınları difraktogramı. C- Özşekilli, sölestin mineralinin belirgin dilinimlerin gözleendiği mikro fotoğrafı. Örnek No: M8-4, Çift Nikol, Büyütme 20X. D- M12-1 numaralı saf jipsin X-ışınları difraktogramı. E- Özşekilsiz sölestin minerallerinin mikro fotoğrafı. Örnek No: M16-4, Çift Nikol, Büyütme 5X. F- M10-6 numaralı jipsli sölestinin X-ışınları difraktogramı (Şahin, 2006'dan).

**ÇALIŞMA ALANINDAKİ KAYAÇLARIN İZOTOP JEKİMYASI**

Bu çalışma kapsamında on adet sölestin, 4 adet jips ve 1 adet anhidrit örneğinde  $\delta^{34}\text{S}$  analizleri, 10 adet sölestin ve 3 adet jips örneğinde  $\delta\text{D}$ , ve  $\delta^{18}\text{O}$  duraylı izotop analizleri yapılmıştır. Radyojenik izotop olan  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  analizi ise 5 adet sölestin, 4 adet jips ve 1 adet anhidrit örneğinde yapılmıştır (Şahin, 2006).

**Kükürt İzotop Analizi**

$\delta^{34}\text{S}$  analiz sonuçları topluca Tablo 1’de verilmiştir. Akkaya sölestin yatağı, sölestin ve yan kayaçlarından elde edilen  $\delta^{34}\text{S}$  izotop değerleri 22.9 ‰ ile 30.6 ‰ arasında değişmektedir. Elde edilen bu değerlere göre Akkaya sölestin yatağına ait jips, sölestin ve anhidritler evaporitik sülfat alanına düşmektedir (Şekil 12).

0 ‰’ a yakın ve çok dar bir aralıkta olan  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinin magmatik kayaçlara ait olduğu, sedimanter kayaçlara ait  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinin çok geniş bir aralıkta dağılım gösterdiği, -20 ‰ +20 ‰ arasında değişen  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinin metamorfik kayaçlara ait olduğu ve okyanus suyuna ait  $\delta^{34}\text{S}$  değerinin 20 ‰ olduğu bilinmektedir (Şekil 12).

**Tablo 1.** Akkaya sölestin yatağı jips, sölestin ve anhidrit minerallerine ait  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  ve  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri (Şahin, 2006’dan).

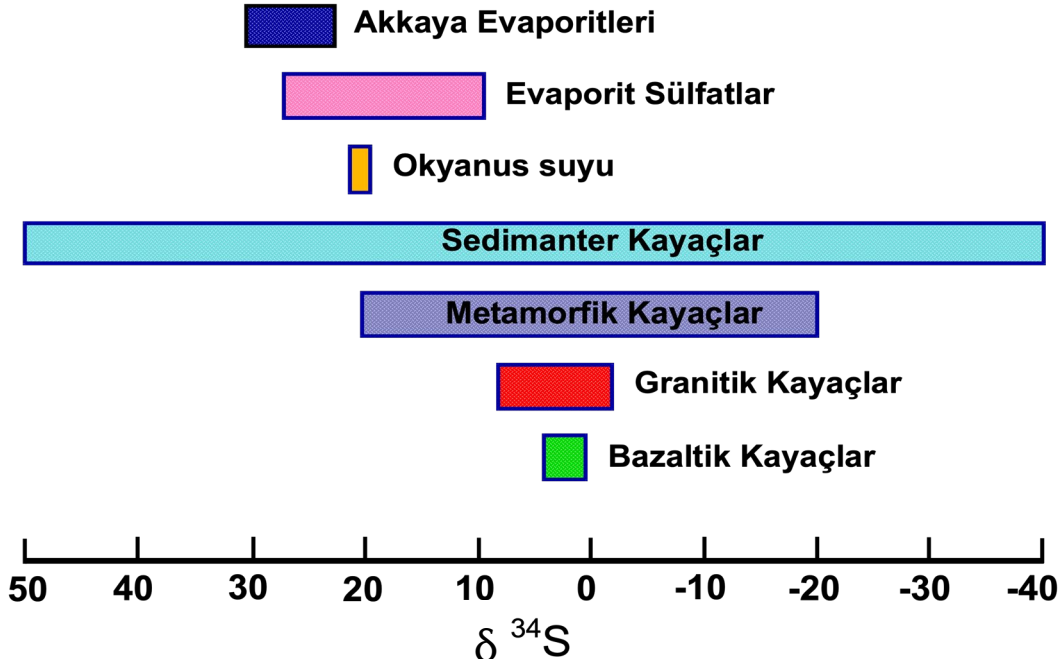
Örnek No	$\delta^{18}\text{O}$ -VSMOW (‰)	$\delta\text{D}$ -VSMOW (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ -VCDT (‰)
M3-2 <sup>1</sup>	15,7*	-100	23,0
M18-2 <sup>1</sup>	18,1*	-97	23,0
M23-1 <sup>1</sup>	14,1*	-104	22,9
M18-4 <sup>1</sup>	16,3	n.d	23,0
M3-4 <sup>2</sup>	18,1	-117	26,7
M8-4 <sup>2</sup>	17,5	-110	23,3
M9-5 <sup>2</sup>	16,8	-92	23,3
M11-8 <sup>2</sup>	16,2	-111	23,3
M12-6 <sup>2</sup>	17,8	-98	30,6
M13-7 <sup>2</sup>	16,3	-115	23,3
M15-3 <sup>2</sup>	17,5	-97	22,7
M17-4 <sup>2</sup>	17,6	-102	22,7
M19-4 <sup>2</sup>	16,5	-115	23,3
M20-4 <sup>2</sup>	16,8	-88	23,4
M3-3 <sup>3</sup>	14,8	n.d	22,9

1: jips, 2: sölestin, 3: anhidrit \* jipsin  $\delta^{18}\text{O}$  değeri jipsin suyu alındıktan sonra ölçülmüştür.

0 ‰’ a çok yakın  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri magmatik kökenli kükürtü, -10 ‰’ dan daha hafif  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri bakteriyel süreçlerle indirgenmiş kükürtü, +10 ‰’ dan daha büyük  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri deniz suyundan inorganik ( $\pm$  organik) olarak indirgenmiş kükürtü göstermektedir.

-10 ‰ ile 0 ‰ arasında ki değerler birkaç farklı durumu yansıtmaktadır (Arehart, 2005). Bu durumlar; magmatik ve bakteriyel kükürt karışımı, magmatik kükürt içeren hidrotermal çözeltilerden kükürtün yüksek Eh ve pH koşullarında ayrılması, magmatik kükürt içeren kaynaklardan hidrotermal çözeltilerce hafif kükürtün tercihli olarak çözülmesi, magmatik kükürtün sülfatlı ve sülfürlü mineraller arasında paylaşımı sonucu sülfürlü minerallerde hafif kükürtün kullanıldığı şeklinde sıralanabilir.

0 ‰ ile +10 ‰ arasındaki  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri magmatik ve denizel sülfat kökenli kükürt karışımı, denizel sülfatın aşırı indirgenmesi, hidrotermal çözeltilerin ve çevrenin fizikokimyasal koşullarına bağlı olarak magmatik kükürtün ağır kısmının ayrımlanarak kullanımı, denizel sülfat kökenli kükürt içeren kaynaklardan hafif kükürtün tercihli olarak çözülmesi şeklinde yorumlandığı bilinmektedir. Bu değerlendirmelere göre Akkaya sölestin yatağına ait  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri, deniz suyundan inorganik ( $\pm$ organik) reaksiyonlarla indirgenmiş kükürt şeklinde yorumlanabilir.



**Şekil 12.** Akkaya sölestin yatağına ait δ<sup>34</sup>S değerinin, yaygın kayaç gruplarının δ<sup>34</sup>S dağılımları ile karşılaştırılması. Kayaç gruplarına ilişkin veriler Hoefs, (2018)'den alınmıştır.

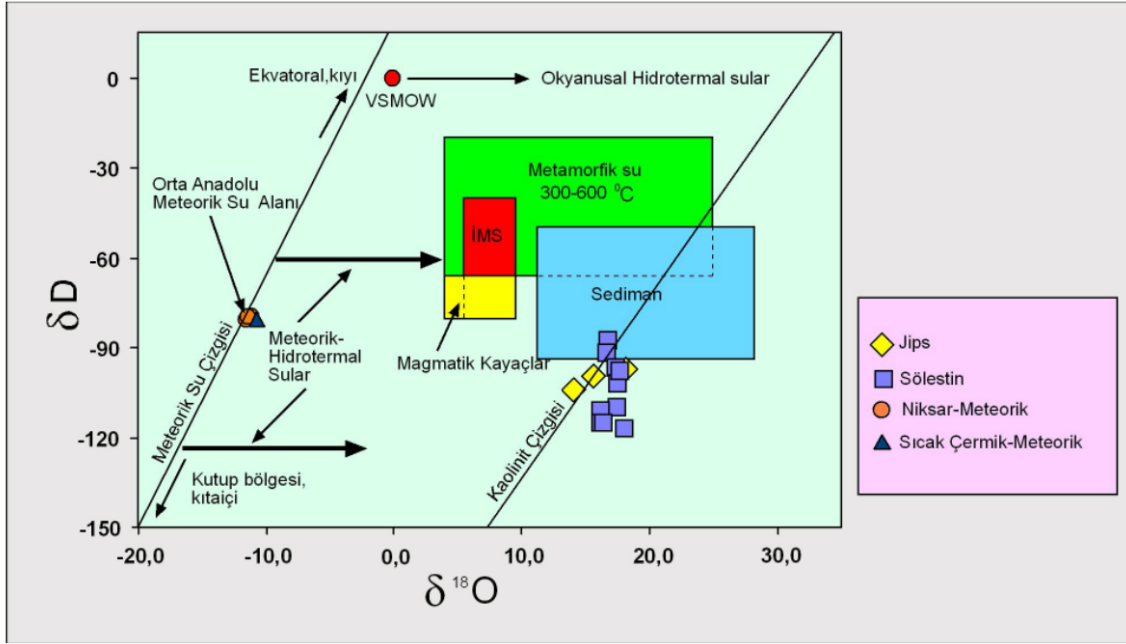
### Oksijen-Döteryum İzotop Analizi

Akkaya sölestin yatağına ait δ<sup>18</sup>O ve δD izotop analizleri 10 adet sölestin ve 3 adet jips mineralleri üzerinde yapılmıştır. Analiz sonuçları Tablo 1'de verilmiştir. Sölestin minerallerine ait δ<sup>18</sup>O değerleri, 16.2 ‰ ile 18.1 ‰ arasında ve δD değerleri, -88 ‰ ile -117 ‰ arasında değişmektedir. Suyundan arındırılmış jips minerallerine ait δ<sup>18</sup>O değerleri ise, 14.1 ‰ ile 18,1 ‰ arasında ve δD değerleri ise -97 ‰ ile -104 ‰ arasında değişim göstermektedir.

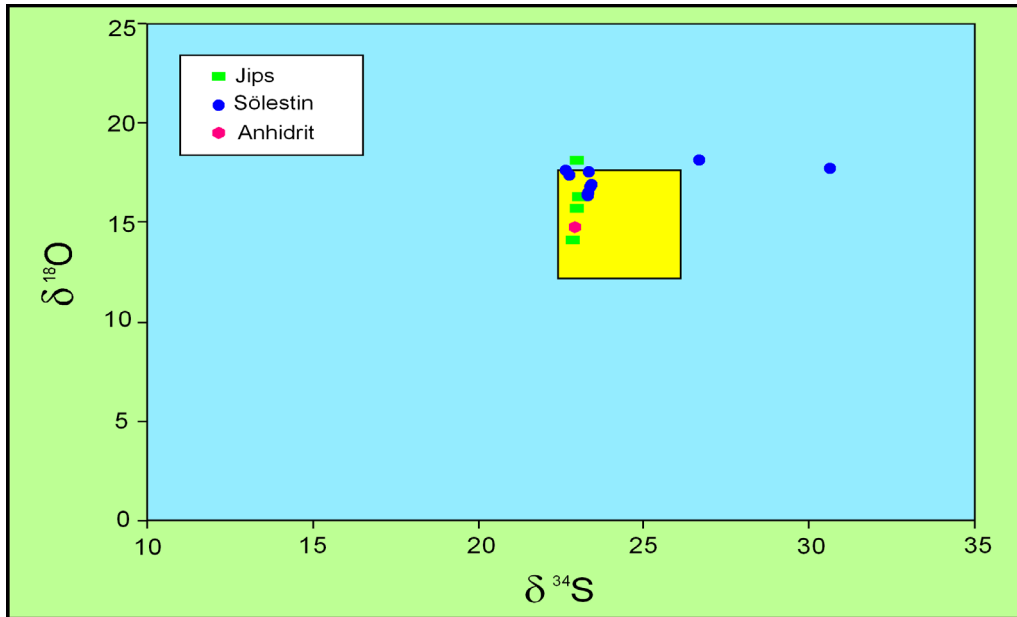
İzotop oranları δD-δ<sup>18</sup>O diyagramına (Şekil 13) yerleştirildiğinde jips ve sölestin örneklerinin bir kısmının sedimanter kökenli su alanı içerisine düştüğü ve diğerlerinin de bu alana yakın yerde kümelendikleri görülmektedir. Jips ile sölestinin δ<sup>18</sup>O değerleri arasında azda olsa fark gözlenmektedir. Akkaya sölestin yatağının oluşumunda etkin olan suyun kökeninin büyük oranda sedimanter kökenli olduğu söylenebilir. Ulaş yöresindeki sölestin yataklarında cevherleşmede etkin olan çözeltinin homojenleşme sıcaklıkları 60-90 °C arasında değişim gösterdiği, başlangıçta H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl olan çözelti sistemine sonradan MgCl<sub>2</sub> ve CaCl<sub>2</sub>'ün dahil olduğu ve tuzluluğun ise 9-16 % ağırlıkça NaCl eşdeğeri olduğu (Ceyhan, 1996; Uçurum ve diğ., 2015; Uçurum ve diğ., 2017, Uçurum ve diğ., 2019) tarafından belirtilmiştir.

Akkaya sölestin yatağına ait jips, sölestin ve anhidrit δ<sup>18</sup>O ve δ<sup>34</sup>S oranları Palmer ve diğ., (2004) tarafından geliştirilen δ<sup>18</sup>O- δ<sup>34</sup>S diyagramına yerleştirildiğinde jips, anhidrit örneklerinin tamamının ve sölestin örneklerinin çoğunluğunun denizel bölgeyi temsil eden kutucuğa düştüğü gözlenmektedir (Şekil 14). Sölestin minerallerinin δ<sup>18</sup>O değerleri, 16.2 ‰ ile 18.1 ‰ arasında değişirken suyundan arındırılmış jips minerallerinde bu değişim 14.1 ‰ ile 18,1 arasındadır (Tablo 1). Akkaya sölestin, jips ve anhidriti içinde bulunduran evaporitlerin δ<sup>34</sup>S izotop değerleri 22.9 ‰ ile 30.6 ‰ arasında değişim göstermektedir. Gerek δ<sup>18</sup>O ve gerekse δ<sup>34</sup>S değerleri genelde okyanus suyunu işaret etmektedir. Buna bağlı olarak evaporit yataklarının oluşumunda, denizel ortamın hakim olduğu görüşü desteklenmektedir.





Şekil 13. Akkaya sölestin yatağı sölestin ve jips örneklerine ait oksijen ve hidrojen izotop değerlerinin  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  diyagramında gösterimi. Metamorfik ve iksel magmatik su alanları Taylor, (1997)'den, meteorik su çizgisi ise Craig, (1961)'den Orta Anadolu Meteorik su alanı Uçurum ve diğ., (2007) alınmıştır.



Şekil 14. Akkaya sölestin yatağına ait jips, anhidrit ve sölestinine ait  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinin karşılaştırması. Sarı alan denizel bölgeyi göstermektedir (Palmer ve diğ., 2004 den).

### Stronsiyum İzotop Analizi

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  izotop oranları 4 adet jips, 1 adet anhidrit ve 5 adet sölestin mineralinde ölçülmüştür. Ölçülen izotop oranları Tablo 2'de topluca gösterilmektedir. Akkaya sölestin yatağına ait jips minerallerinin  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranları 0,707646-0707724 arasında değişirken bu oran sölestin minerallerinde 0,707202-0,707391 arasında değişmektedir.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  izotop oranları birçok jeolojik ortamda değişiklik göstermektedir. Ortalama değerler okyanusal ada bazaltlarında 0,7037; bazaltik akondritlerde 0,699; üst manto kayaçlarında 0,701; kıtasal kabuk ta 0,719 ve güncel

deniz suyunda 0,7091 dir (Faure ve Powell, 1972). Deniz suyunun en düşük  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranının Jura döneminde olduğu (0,7067) ve bununda Mesozoyik döneminde volkanik kayaların alterasyonu ile ortama çok fazla oranda Sr girdisi olduğu şeklinde yorumlanmıştır (Faure ve Powell, 1972). Akkaya sölestin yatağına ait evaporit minerallerinde  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranlarının (0,707646-0707724-jips; 0,707202-0,707391-sölestin) kıtasal kabuğun ortalama değeri olan (0,719) (DePaolo, ve Ingram, 1985; Faure ve Powell, 1972) ve olan okyanusal suyun ortalama değeri olan (0,709) (DePaolo, ve Ingram, 1985; Faure ve Powell, 1972) değerinden düşük ancak üst manto kayalarınınkinden (0,701) (DePaolo, ve Ingram, 1985; Faure ve Powell, 1972) yüksek olduğu gözlenmektedir. Bu da Sivas Havzasında genelde ve özelde Akkaya sölestin yatağının oluşumunda denizel suyun hakim olduğunu ancak havzaya değişik dönemlerde meteorik ve/veya diğer suların eklenmesi ile Sr izotop oranlarının düşüş gösterdiği şeklinde yorumlanmaktadır. Sivas Havzasındaki Evaporit yataklarının oluşumunda sadece denizel suların etkisinin olmadığı özellikle genç volkanik kayaların (evaporitlerle ara katkılı olarak bulunan volkano sedimanter kayaların, Çiner ve diğ., 2002) bozunması ile denizlere fazladan Sr girdisinin olduğu şeklinde de yorumlanabilir.

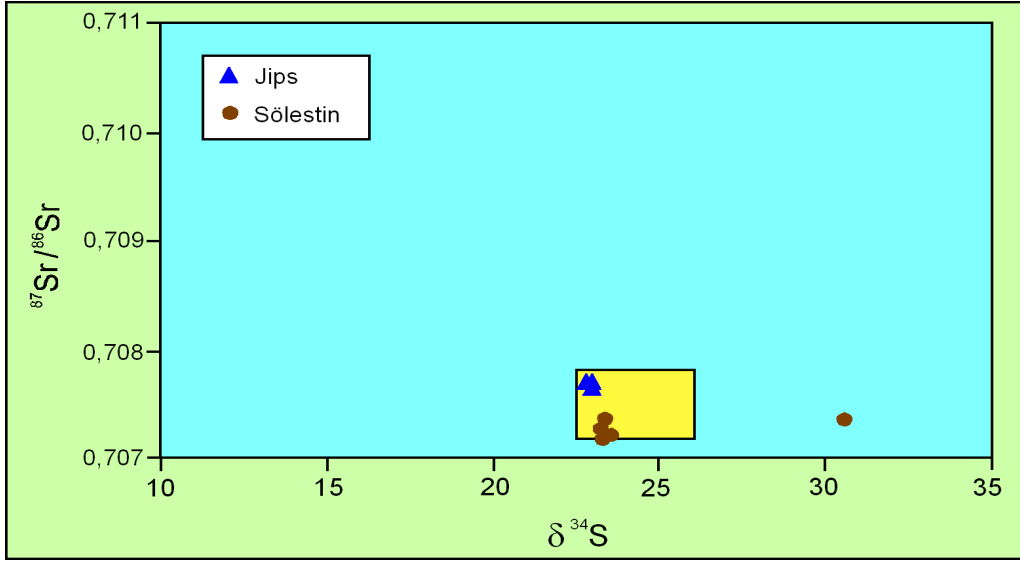
**Tablo 2.** Akkaya sölestin yatağına ait jips ve sölestin minerallerine ait  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ve  $\delta^{34}\text{S}$  izotop izotop oranları (Şahin, 2006'dan).

Örnek No	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (‰)
M3-2 <sup>1</sup>	0.707646	23,0
M10-1 <sup>1</sup>	0.707681	-
M18-2 <sup>1</sup>	0.707693	23,0
M23-1 <sup>1</sup>	0.707703	22,9
M8-4 <sup>2</sup>	0.707202	23,3
M11-8 <sup>2</sup> 1	0.707294	23,3
M12-6 <sup>2</sup> 1	0.707333	30,6
M13-7 <sup>2</sup>	0.707391	23,3
M20-4 <sup>2</sup>	0.707227	23,4
M17-3 <sup>3</sup>	0.707724	-

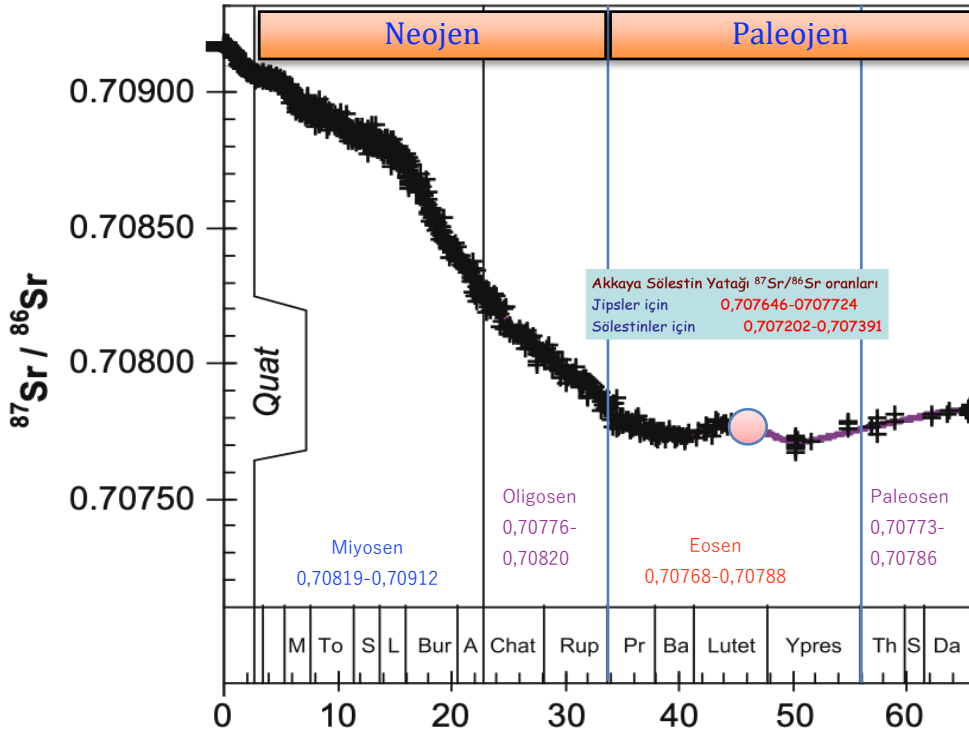
1: jips, 2: sölestin, 3: anhidrit

Akkaya sölestin yatağına ait 3 adet jips ve 5 adet sölestin örneğinin  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ve  $\delta^{34}\text{S}$  oranları Palmer ve diğ., (2004) tarafından geliştirilen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -  $\delta^{34}\text{S}$  diyagramına yerleştirildiğinde, jips örneklerinin tamamının sölestin örneklerinin çoğunun denizel bölgeyi temsil eden kutucuğa düştüğü gözlenmektedir (Şekil 15). Ancak bir tanesi kutucuğun dışına düşmüştür, bu örneğin S izotopunun ikincil, muhtemelen hidrotermal ve yeniden çözünüp-çökme süreçleri ile ağır S izotopunca zenginleşmiş olabileceği düşünülmektedir.

Sölestin örneklerinin  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranlarının jipslerden düşük olması ve iki sölestin mineralinin yüksek  $\delta^{34}\text{S}$  değere sahip olması, tabakalar arası suyun veya havzaya gelen tuzlu suların jips ile reaksiyona girerek sölestinini oluşturduğuna işaret edebilir şekilde yorumlanabilir (Helvacı ve Firman, 1976). Sr izotopunun sölestinlerde düşük olması, çalışma alanının dışında Sivas Havzasında evaporitlerle arakatlı şekilde bulunan volkanoklastik sedimanter kayalarla (Çiner ve diğ., 2002) izotop değişimine uğradığını göstermesi açısından önemlidir. Bu bağlamda Akkaya sölestin yatağının oluşumunda etkin olan ortamın büyük çoğunlukla denizel olduğu ortaya çıkmaktadır. İki sölestin örneğinin denizel bölgenin dışına düşmesi ağır  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerin ortama deniz suyu dışında giriş yapan meteorik ve/veya tuzlu suların içindeki çözülmüş kükürtün kısmen sülfüre indirgemesini işaret etmektedir (Palmer ve diğ., 2004). Benzer durum sölestin içinde ağır  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri KD İspanya'da ki Eosen yaşlı sölestin çimentosu içinde de rapor edilmiştir (Taberner ve diğ., 2002) Akkaya sölestinlerinin Sr izotop oranları Senozoyik deniz suyununki ile karşılaştırıldığında (Şekil 16), Eosen döneminin Sr izotop oranları ile uyumluluk gösterdiği gözlemlenmiştir.



Şekil 15. Akkaya sölestin yatağına ait jips ve sölestin örneklerine ait  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ve  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinin karşılaştırmasını gösterir diyagram (Palmer ve diğ., 2004'den).



Şekil 16. Akkaya sölestin yatağına ait jips ve sölestin örneklerine ait  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranlarının deniz suyunun son 66 Myr dağılımı ile karşılaştırılması (McArthur ve diğ, 2012'den değiştirilerek).

## SONUÇLAR

Akkaya sölestin yatağı, büyük ocakta KD-GB yönelimi sergilemektedir. Büyük ocağın batısında sölestinin kalınlığı 3-10 m arasında değişmektedir. Sölestin saf ve jipsli olarak gözlenmektedir.

Akkaya sölestin yatağı, sölestin ve yan kayalarından elde edilen  $\delta^{34}\text{S}$  izotop değerleri 22.9 ‰ ile 30.6 ‰ arasında değişmektedir. Elde edilen bu değerlere göre Akkaya sölestin yatağına ait jips, sölestin ve anhidritler evaporitik sülfat alanına düşmektedir ve deniz suyundan inorganik ( $\pm$  organik) reaksiyonlarla indirgenmiş kükürt şeklinde yorumlanabilir.

Akkaya sölestin minerallerine ait  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerini, 16.2 ‰ ile 18.1 ‰ arasında ve  $\delta\text{D}$  değerlerini, -88 ‰ ile -117 ‰ değerleri arasında değişmektedir. Suyundan arındırılmış jips minerallerine ait  $\delta^{18}\text{O}$  değerler ise, 14.1 ‰ ile 18,1 ‰ arasında ve  $\delta\text{D}$  değerleri ise -97 ‰ ile -104 ‰ arasında değişim göstermektedir.

Akkaya sölestin yatağının oluşumunda etkin olan suyun kökeninin büyük oranla sedimanter kökenli olduğu söylenebilir.

Akkaya sölestin yatağına ait sölestin, jips, anhidritin gerek  $\delta^{18}\text{O}$  ve gerekse  $\delta^{34}\text{S}$  verileri denizel kökeni işaret etmektedir.

Akkaya sölestin yatağına ait jips minerallerinin  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranları 0,707646-0,707724 arasında değişirken bu oran sölestin minerallerinde 0,707202-0,707391 arasındadır.

Akkaya sölestin yatağına ait evaporit minerallerinde  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranlarının (0,707646-0707724-jips; 0,707202-0,707391-sölestin) kıtasal kabuğun ortalama değeri olan 0,719 ve olan okyanusal suyun ortalama değeri olan 0,7091 değerinden düşük ancak üst manto kayalarından (0,701) yüksek olduğu gözlenmektedir. Buna bağlı olarak Sivas Havzasında genelde ve özelde Akkaya sölestin yatağının oluşumunda denizel suyun hakim olduğu ancak havzaya değişik dönemlerde meteorik ve/veya diğer suların eklenmesi ile Sr izotop oranlarının düşüş gösterdiği şeklinde yorumlanmaktadır. Sivas Havzasındaki Evaporit yataklarının oluşumunda sadece denizel suların etkisinin olmadığı özellikle evaporitlerle ara katkılı olarak bulunan volkano-sedimanter kayaların bozunması ile denizlere fazladan Sr girdisinin olduğu şeklinde yorumlanabilir. Akkaya sölestinlerinin Sr izotop oranları Senozoyik deniz suyununki ile karşılaştırıldığında Eosen döneminin Sr izotop oranları ile uyumluluk gösterdiği gözlemlenmiştir.

## KATKI BELİRTME

Sr analizlerinin yapılmasındaki katkılarından dolayı Prof. Dr. Dr. h. c. Muharrem SATIR'a, Dr. Wolfgang SIEBEL'e ve Elmar REİTER'e, (Eberhard Karls Universität Tübingen, Almanya), Duraylı izotop analizlerin yapılmasında katkılarında dolayı Dr. Greg B. Arehart Dr. Simon R. POULSON ve Crish SLADEK'e (Nevada Duraylı İzotop laboratuvarı, Reno NV, ABD), teşekkür ederiz. Finalsal destek CÜBAP Komisyonunun M-267 nolu projesi ile sağlanmıştır.

## KAYNAKLAR

Arehart, G.B., 2005, Short Course in Isotope Geochemistry: University of Nevada Reno-Cumhuriyet University-TUBITAK, Sivas, 66 pp.

Artan, Ü., ve Setsini, G. (1971) Sivas-Zara-Beyyınarı bölgesinin jeolojisi. M. T. A. Bull., v. 76, p. 80-97.

Bayhan, H., ve Baysal, O. (1981). Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresindeki sülfür cevherleşmesinin mineralojik ve genetik incelemesi. H. Ü. Yerbilimleri Der. C. 8, s. 41-52.

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, pp. 411-438.

Cater, J., Hanna, S., Ries, A., & Turner, P. (1991). Tertiary evolution of the Sivas Basin, central Turkey. Tectonophysics, 195(1), 29-46.

- Ceyhan, F. (1996). Sivas Çevresindeki Sölestin Yataklarının Jeolojisi, Oluşumu ve Kökeni: C.Ü. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi, 223 sayfa (yayımlanmamış).
- Craig, H., (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science* v. 133, p, 1702-1703.
- Çiner, A., Kosun, E., Deynoux, M. (2002). Fluvial, evaporitic and shallow-marine facies architecture, depositional evolution and cyclicity in the Sivas Basin (Lower to Middle Miocene), Central Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 147-165.
- DePaolo, D.J., and Ingram, B.L. 1985. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, **227**: 938–942. doi:10.1126/science.227.4689.938.
- Faure, G., Powell, J.L., 1972, *Strontium Isotope Geology*: Springer-Verlag, 199 pp, Berlin.
- Giesmen, A., Jager, H. J., Norman, A. L., Krouse, H. R., and Brand, W. A., 1994, On-Line Sulfur Isotope Determination Using an Elemental Analyzer Coupled to a Mass Spectrometer, *Anal. Chem.* 66, 2816-2819.
- Guezou, J.-C., Temiz, H., Poisson, A., & Gürsoy, H. (1996). Tectonics of the Sivas basin: The Neogene record of the Anatolian accretion along the inner Tauric suture. *International Geology Review*, 38(10), 901–925.
- Gündoğan, I., Önal, M., & Depçi, T. (2005). Sedimentology, petrography and diagenesis of Eocene–Oligocene evaporites: The Tuzhisar formation, SW Sivas Basin, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(5), 791–803.
- Görür, N., Tüysüz, O., Celal Şengör, A. (1998). Tectonic evolution of the central Anatolian basins. *Int. Geol. Rev.* 40, 831–850.
- Helvacı, C., Firman, R., J. (1976). Geological setting and mineralogy of Emet borate deposits, Turkey. *Applied Earth Sciences*. Extract from Transactions/Sections B of the Inst. Of Mining and Metallurgy. Vol. 85, p. 141-152.
- Hoefs, J. (2018). *Stable Isotope Geochemistry*: 8<sup>th</sup> Edition, Springer, 437pp.
- Kergaravat, C., Ribes, C., Legeay, E., Callot, J. P., Kavak, K. S., & Ringenbach, J. C. (2016). Minibasins and salt canopy in foreland fold-and-thrust belts: The central Sivas Basin, Turkey. *Tectonics*, 35(6), 1342–1366.
- Kergaravat, C., Ribes, C., Callot, J. P., & Ringenbach, J. C. (2017). Tectono-stratigraphic evolution of salt-controlled minibasins in a fold and thrust belt, the Oligo-Miocene central Sivas Basin. *Journal of Structural Geology*, 102, 75–97.
- Kurtman, F. (1973). Sivas- Hafik- Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. *M.T.A. Dergisi*, s. 80, s. 10-32, Ankara.
- Legeay, E., Pichat, A., Kergaravat, C., Ribes, C., Callot, J-P., Ringenbach, J-C., Bonnel, C., Hoareau G., Poisson, A., Mohn, P., Crumeyrolle, P., Kavak, K.Ş., & Temiz, H. (2018). Geology of the Central Sivas Basin (Turkey), *Journal of Maps*, DOI: 10.1080/17445647.2018.151453
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Shields, G.A. (2012). *Strontium Isotope Stratigraphy: The Geologic Time Scale 2012*, Felix M. Gradstein, James G. Ogg, Mark D. Schmitz, Gabi M. Ogg (editors), Elsevier, Chapter 7, p. 127-144.
- Okay, A., Tüysüz, O., Satır, M., Özkan-Altiner, S., Altiner, D., Sherlock, S., Eren, R. (2006). Cretaceous and Triassic subduction-accretion, high-pressure–low-temperature metamorphism, and continental growth in the Central Pontides, Turkey. *Geol. Soc. Am. Bull.* 118, 1247–1269.
- Önal, K.M., Buyuksarac, A., Aydemir, A., Ates, A., 2008, Investigation of the deep structure of the Sivas Basin (innereast Anatolia, Turkey) with geophysical methods. *Tectonophysics* 460, 186–197.
- Özcan, E., Less, G., Baydoğan, E. (2009). Regional implications of biometric analysis of Lower Miocene larger foraminifera from central Turkey. *Micropaleontology* 55, 559–588.

Özçelik, O., & Altunsoy, M. (1996). Clastic petrofacies, provenance and organic facies of the Bozbel Formation (Lutetian) in the Eastern Sivas Basin (Turkey). *Marine and Petroleum Geology*, 13(5), 493–501.

Palmer, M. R., Helvacı, C., Anthony, E. Fallick (2004). Sulphur, sulphate oxygen and strontium isotope composition of Cenozoic Turkish evaporites. *Chemical Geology* 209, 341-356.

Poisson, A., Guezou, J.C., Ozturk, A., Inan, S., Temiz, H., Gursoy, H., Kavak, K.S., Ozden, S., (1996) Tectonic Setting and Evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey: *International Geology Review*, 38, p. 838-8853.

Poisson, A., Orszag-sperber, F., Temiz, H. (2010). DARIUS Annual Report 2010 – Proposal N ° WD 09-11 Stratigraphy and Polyphased Tectonic Evolution of the Sivas Basin (Central Anatolia, Turkey). pp. 1–48.

Poisson, A., Vrielynck, B., Wernli, R., Negri, A., Bassetti, M.- A., Büyükmeriç, Y., ... Temiz, H., (2016). Miocene transgression in the central and eastern parts of the Sivas Basin (Central Anatolia, Turkey) and the Cenozoic palaeogeographical evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 105(1), 339–368.

Ramdohr, P. (1982) *The Ore Minerals and Their Intergrowths*, 2<sup>nd</sup> English edition from 4<sup>th</sup> German edition, VI+VII, Pergamon Press, Germany, 1207 pp.

Ribes, C., Kergaravat, C., Bonnel, C., Crumeyrolle, P., Callot, J. P., Poisson, A., ... Ringenbach, J. C. (2015). Fluvial sedimentation in a salt-controlled mini-basin: Stratal patterns and facies assemblages, Sivas Basin, Turkey. *Sedimentology*, 62(6), 1513–1545.

Ribes, C., Lopez, M., Kergaravat, C., Crumeyrolle, P., Poisson, A., Callot, J. P., ... Ringenbach, J. C. (2018). Facies partitioning and stratal pattern in salt-controlled marine to continental mini-basins: Examples from the Late Oligocene to Early Miocene of the Sivas Basin, Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 468–496.

Reuter, H.I., Nelson, A., Jarvis, A. (2007). An evaluation of void-filling interpolation methods for SRTM data, *International Journal of Geographical Information Science*, 21:9, 983-1008.

Sharp, Z. D., 1990, A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim Cosmochim Acta* 54, p. 1353-1357.

Sharp Z. D., Atudorei V., and Durakiewicz, T., 2001, A rapid method for determination of hydrogen and oxygen isotope ratios from water and hydrous minerals. *Chemical geology* p. 178.

Sirel, E., Ozgen Erdem, N., & Kangal, O. (2013). Systematics and biostratigraphy of Oligocene (Rupelian-Early Chattian) foraminifera from lagoonal-very shallow water limestone in the eastern Sivas Basin (central Turkey). *Geologia Croatica*, 66(2), 83–110.

Steel, R.R.R. (1998) Architecture of marine rift-basin successions. *AAPG Bull.* 82, 110–146

Şahin, Ç. (2006). Akkaya (Ulaş-Sivas) Sölestin Yatağının Jeolojik ve Jeokimyasal İncelemesi. C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 82p (Yayımlanmamış).

Şengör, A., & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75 (3), 181–241.

Taberner, C., Marshall, J. D., Hendry, J. P., Pierre, C., Thirlwall, M.F. (2002) Celestite formation, bacterial sulphate reduction and carbonate cementation of Eocene reefs and basinal sediments (Igalada, NE Spain). *Sedimentology* 49, 171-190.

Taylor, J.r., H. P. (1997). Oxygen and Hydrogen Isotope Relationships in Hydrothermal Mineral Deposits, *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit*, 3rd Edition ed. Barnes, H.L. John Wiley & Sons, New York, p. 229-302.

Tekeli, O., Varol, B., Gökten, E., Kesgin, Y., Özaksoy, V., ve Işık, V. (1992). Sivas havzasının batı kesiminin (Tuzla Gölü- Tecer Dağı arasının) jeolojisi. TPAO Rapor no. 3173, (yayınlanmamış), Ankara.

Tekin, E. (2001). Stratigraphy, Geochemistry and Depositional Enviroment of the Celestine-bearing Gypsiferous Formations of the Tertiary Ulaş-Sivas Basin, East-Central Anatolia (Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 35-49.

Tunç, M., Özçelik O., Tutkun, Z., ve Gökçe, A. (1991). Divriği-Yakuplu-İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeoloji özellikleri. Doğa, Tr. J. Of Eng. And Envi. Scie. V. 15, p. 225-245.

Ucurum A., Lechler, P.J., Arehart, G.B., Molnar, F. (2007). Platinum-Group Element, Stable Isotope, and Fluid Inclusion Investigation of the Ultramafic Rock-Hosted Gunes-Sogucak Ni-Cu-Sulfide Mineralization, Gunes Ophiolite, East-Central Turkey: International Geology Review: V.49, no: 2, p. 169-192.

Ucurum A., Sahin Demir C., Arehart, G.B., Pernicka E., Molnár F., Ronald J. Bakker (2015). Geochemistry ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta\text{D}$ ), Fluid Inclusion and Raman Micro-Spectroscopy of Celestine Deposits from the Evaporitic Sarkışla-Celalli Sub-Basin in the Tertiary Sivas Basin, Turkey: European Current Research on Fluid Inclusions (ECROFI-XXIII), Leeds - UK, 27 - 29 June, 2015, Extended Abstracts' Volume.

Ucurum, A., Sahin Demir C., Efe, A., Hofstra, A. H., Arehart, G.B., Pernicka, E., Molnar, F., Bakker, R.J. (2017). Sr, S, O, and H Isotopic Compositions of Celestine Deposits from the Tertiary Sivas Basin, Turkey: SEG-2017, September 17-20, 2017, Beijing , China, Abstract.

Uçurum, A., Şahin Demir, Ç., Hofstra, A. (2109). Evaporitik Şarkışla-Celalli Alt Havzası (tersiyer Sivas Hanzası) Sölestin Yataklarının Döteryum izotop Oranlarının Belirlenmesi.: CÜBAP Proje No: M-646, 43 pp.

Yalınız, M. K., Göncüoğlu, M. C., & Oezkan-Altiner, S. (2000) Formation and emplacement ages of the SSZ-type Neotethyan ophiolites in Central Anatolia, Turkey: Palaeotectonic implications. Geological Journal, 35(2), 53– 68.

Yılmaz ve Yılmaz. (2006). Characteristic features and structural evolution of a post collisional basin: The Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. J. Asian Erath Sci., v.27, p. 164-176