

## Duraylı İzotoplar Jeokimyasının Maden Yataklarına Uygulanması

Vedat OYGÜR  
MTA Genel Müdürlüğü,  
Maden Etüt ve Arama Dairesi, ANKARA

### ÖZ

Son yıllarda duraylı izotoplar jeokimyası, cevher taşıyan akışkanların doğasının ve cevher oluşum süreçlerinin kavranmasında büyük ilerlemeler kaydetmiştir. Maden yataklarının kökeni ve oluşumlarına ilişkin problemlerin çözümünde güçlü ve etkin bir yöntem olduğunu kanıtlamıştır. Cevherli akışkanların ana bileşeninin su olması ve farklı kökenli suların kendilerine özgü  $O_2$  ve  $H_2$  izotopik bileşim değerleri göstermeleri nedeniyle, çözeltilerdeki suyun kökenini ve tarihçesini açıklamada  $O_2$  ve  $H_2$  izotopları yaygın olarak kullanılmaktadır.

Çeşitli maden yataklarının izotopik bileşimleri hakkındaki güncel çalışmalar magmatik sokulumların sadece, çevre kayalar içerisinde deniz suyu veya meteorik suyun dolaşımıyla oluşan bir hidrotermal dolaşım sistemini yürüten bir ısı kaynağı olarak hareket ettiğini göstermiştir. Bununla birlikte, izotop verilerine göre, cevher oluşumunun ve hidrotermal alterasyonun en belirgin özelliği, olasılıkla, farklı kökenli suların karşımıdır.

### GİRİŞ

Maden yataklarının kökenine ve oluşumuna yönelik araştırmalar, dolayısıyla maden arama teknikleri günümüzde hızla gelişmektedir. Bu alandaki çağdaş teknolojilerden birisi de duraylı izotoplar jeokimyasının maden yataklarına uygulanmasıdır.

Son yıllarda, yurt içinde yayımlanan dergilerde bu konuya ilişkin çok sayıda makale yer almıştır. Ancak bunların sadece araştırma sonuçlarına yönelik özgün yayınlar olması, yöntemin ana ilkeleri ve teknikleri hakkında bilgi verilmemesi nedeniyle bu yazının hazırlanması düşünülmüştür.

Doğada var olan birçok kimyasal ve fiziksel süreç, hafif elementlerin duraylı izotoplarının bölünmesinden sonuçlanmaktadır. Kütle spektrometresi ve örnek hazırlama tekniklerindeki gelişmeler,  $O_2$ ,  $H_2$ , C, S ve N'nin izotopik değerlerindeki değişimlerin %0.01-0.02 doğruluk derecesinde ölçülmesine olanak sağlamıştır.

Cevher yapıcı akışkanların baskın bileşeni olması nedeniyle suyun kökeni, herhangi bir cevher oluşumu

kuramının temel ögesidir. Akışkanlardaki çözülmüş diğer malzemeler sadece çözeltinin P-T tarihçesi ve akışkanın ilişkide bulunduğu kayaç tipleri hakkında bilgi sağlar. Çeşitli kökenli sulara  $O_2$  ve  $H_2$  içeriklerinin sistemli farklılıklar sunması (Taylor, 1974) nedeniyle  $O_2$  ve  $H_2$  izotop incelemeleri, çözeltideki suyun tarihçesi ve kökenini çözümleyen jeokimyasal ölçütleri verir.

İzotoplar hakkındaki temel bilgiler ve izotopların jeolojik süreçlerdeki yerleri üzerine, Odamız yayınlarından "Jeokimya-Temel Kavramlar ve İlkeler" kitabında ayrıntılı bilgi verildiğinden (Güleç, 1993) bu makalede sadece,  $O_2$  ve  $H_2$  izotopları ile maden yataklarının kökeni arasındaki ilişki ele alınacaktır.

### İZOTOP JEOKİMYASININ TEMELLERİ

Bir elementin her atomunda proton sayısı aynı olmasına karşın, nötron sayıları değişebilmektedir. Farklı nötron sayılarına sahip atomlarına, o elementin izotopları adı verilir. İzotopların kimyasal bileşimleri aynı olmasına karşın, kütlelerinde farklılıklar vardır.

İzotoplar genel olarak iki gruba ayrılırlar. Radyojenik izotoplar;  $\alpha$ ,  $\beta$  ve  $\gamma$  radyasyonları yayarak radyoaktif bozuşma yoluyla başka bir elemente dönüşen izotoplardır.  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{235,238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  ve  $^{40}\text{K}$  gibi radyojenik izotoplar yaygın olarak radyometrik yaş ölçümlerinde kullanılmaktadır.

Duraylı izotoplarsa radyoaktif bozuşma özelliği göstermezler. Oksijenin  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  ve  $^{18}\text{O}$  olmak üzere üç; hidrojenin  $^1\text{H}$  ve  $^2\text{H}$  (D) olarak iki; karbonun  $^{12}\text{C}$  ve  $^{13}\text{C}$  olarak iki; kükürdün  $^{32}\text{S}$ ,  $^{33}\text{S}$ ,  $^{34}\text{S}$  ve  $^{36}\text{S}$  olarak dört; azotun  $^{14}\text{N}$  ve  $^{15}\text{N}$  olarak iki izotopu vardır.  $\text{O}_2$  ve  $\text{H}_2$  nin duraylı izotoplarının bileşimde bulunmasına göre, kütlelerindeki farklılıklar temelinde suyun bileşimi  $\text{H}_2$   $^{16}\text{O}$ ,  $\text{H}_2$   $^{17}\text{O}$ ,  $\text{H}_2$   $^{18}\text{O}$ ,  $\text{HD}$   $^{16}\text{O}$ ,  $\text{HD}$   $^{17}\text{O}$ ,  $\text{HD}$   $^{18}\text{O}$ ,  $\text{D}_2$   $^{16}\text{O}$ ,  $\text{D}_2$   $^{17}\text{O}$  ve  $\text{D}_2$   $^{18}\text{O}$  biçiminde değişebilmektedir.

Duraylı izotoplar jeokimyasının maden yataklarına uygulanması, çeşitli jeolojik süreçlere eşlik eden izotopik ayrışmanın mekanizması ve şiddeti hakkındaki bilgilerimize dayanır. İzotop ayrışmasının nedeni, molekül veya kristal yapısında bulunan ağır ve hafif

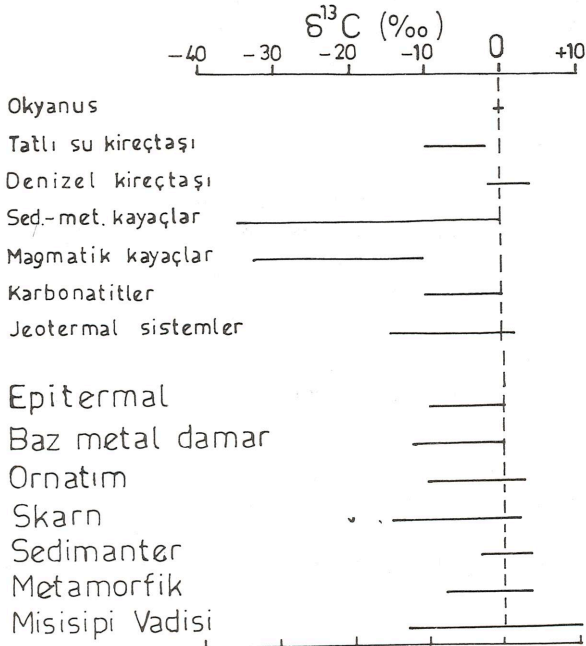
atomların titreşim frekanslarındaki farklılıklardır. Ağır atomların titreşim frekansı hafiflere göre düşük olduğundan ağır atomların diğer atomlarla bağları güçlü olmaktadır. İzotop ayrışması, atomik kütlesi kırkdan küçük olan elementler için söz konusudur (Faure, 1986).

Duraylı izotoplardan  $^{18}\text{O}$  ve D yaygın olarak kullanılmaktadır. Karbonatlar en geç oluştuklarından C (Şekil 1) ve çok geniş spektrumlu olmaları nedeniyle S izotoplarının (Şekil 2) kullanımı enderdir. N ise uygulama alanı bulamadığından kuramsal düzeyde kalmıştır.

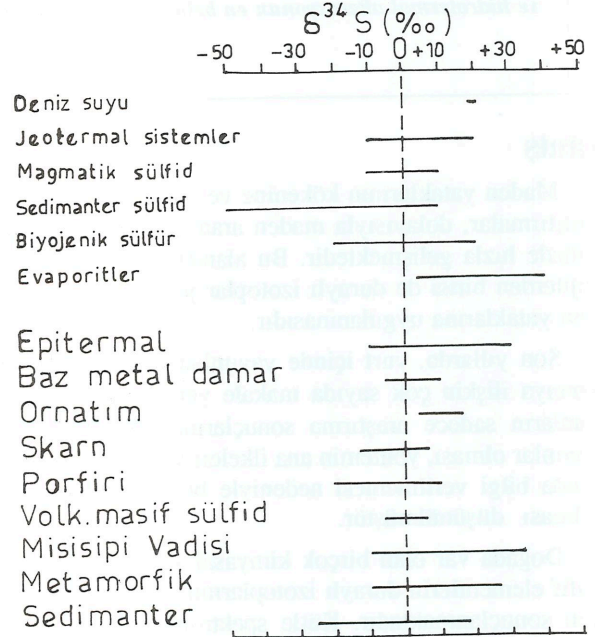
### İzotop Ölçümleri

İzotoplar bir kütle spektrometresiyle ölçülür. Elektrik yüklü atomları ve molekülleri, elektrik ve/veya manyetik alanlardaki hareketlerini esas alarak kütlelerine göre ayırmak üzere tasarlanmış bir aygıttır.

Toz biçiminde öğütülen örnekte, elektron bombardımanıyla moleküller iyonize edilir ve yüksek voltaj yardımıyla ivme kazandırılarak bir iyon ışını biçimine getirilir. Manyetik alan içerisine giren ışınlar kütleleriyle orantılı bir biçimde saptırılır. Ağır iyonların az, hafifle-



Şekil 1. Çeşitli jeolojik ortamlara ve cevher tiplerine ilişkin  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri (Becker ve Clayton, 1972; Rye ve Ohmoto, 1974; Rye ve Rye, 1974; Ohmoto ve Rye, 1979; Akande ve Zentilli, 1983; Shimazaki, 1988; McKeag ve Craw, 1989; Heinrich ve diğ., 1989; Branam ve Ripley, 1990; Fu ve diğ., 1991; Layne ve diğ., 1991).



Şekil 2. Çeşitli jeolojik ortamlara ve cevher tiplerine ilişkin  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri (Rye ve Ohmoto, 1974; Ohmoto ve Rye, 1979; Akande ve Zentilli, 1983; Shimazaki, 1988; Fonteilles ve diğ., 1989; Branam ve Ripley, 1990; Fu ve diğ., 1991; Layne ve diğ., 1991).



rin daha çok sapmasıyla birbirlerinden ayrılan iyonlar bir kollektörde toplanır. Kayıt aletinde, izotopun bolluğuyla orantılı pikler çizilir.

O<sub>2</sub> izotopik bileşimi, malzemenin cinsine bağlı olarak hazırlanmış CO<sub>2</sub> örneklerinin analiziyle ölçülür.

H<sub>2</sub> izotopik bileşimi, 750°C de metalik uranyumla tepkimeye girmiş su örneklerinden hazırlanan H<sub>2</sub> gazının analiziyle ölçülür.

Kükürtlü bileşenlerin bir dizi tepkimeyle, Ag<sub>2</sub>S ve BaSO<sub>4</sub> aracılığıyla SO<sub>2</sub>'ye çevrilmesiyle S izotop ölçümleri yapılır.

C ölçümleriyse, karbonatların 25°C de derişik fosforik asitle tepkimesi sonucu serbestleşen CO<sub>2</sub> üzerinde gerçekleştirilir.

### **İzotop terminolojisi ve standartlar**

O<sub>2</sub> ve H<sub>2</sub> izotopik bileşimleri sırasıyla  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$  olarak yazılır ve SMOW (Standart Ortalama Okyanus Suyu) standardına göre  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ve D/H oranlarının farkları olarak ifade edilir (Craig, 1961).

Bir diğer standart PDB olarak bilinir. Chicago Üniversitesi tarafından, Güney Carolina'daki Peedee Formasyonu'nda bulunan Kretase yaşlı belemnitlerden hazırlanan CO<sub>2</sub>'dir. Karbonatlardaki O<sub>2</sub> ve C izotopik bileşimi için kullanılır (Craig, 1957).

S izotopik bileşimi  $\delta^{34}\text{S}$  olarak gösterilir ve Canyon Diablo'daki demir meteoritinde bulunan troyilit (FeS) standart olarak kullanılır (Smitheringale ve Jensen, 1963).

N için Dünya'nın her yerinde sabit izotopik bileşimdeki atmosfer azotu kullanılır (Mariotti, 1984).

İzotopik bileşimler binde olarak ifade edilir ve değeri mutlak bir orantıyı göstermez; örnek ile standart arasındaki görece bir sapmayı temsil eder.  $\delta\text{D}=+10$  değerinin anlamı, örnek D bakımından SMOW'dan ‰ 10 zengin demektir. Negatif değerlerse, SMOW'a göre örnekteki izotopların görece tükenişini gösterir.

### **SULARDA İZOTOPIK DEĞİŞİMLER**

Çağdaş maden yatakları kuramlarına göre meteorik su, yerkabuğundaki dolaşımı sırasında veya bir magma gövdesiyle teması sonucunda ısınır ve özellikle bu süreç sırasında önemli miktarda tuzluluk kazanırsa potansiyel olarak cevher yapıcı bir akışkandır. Bu bakımdan, maden yataklarının kökenini anlamak için çeşitli su türlerindeki izotopik değişimleri (Şek. 3) incelemek önemlidir.

### **Okyanus suyu**

Günümüzdeki okyanus suyunun izotopik bileşimi SMOW standardında sabittir (Craig, 1961):  $\delta^{18}\text{O}=\text{O}$  ve  $\delta\text{D}=\text{O}$ .

Buna karşın, buharlaşmanın yoğun olduğu ve tuzluluğun arttığı kapalı havzalarda, örneğin Kızıl Deniz'de  $\delta^{18}\text{O}=+2$  ve  $\delta\text{D}=+11$  gibi değerlerle oldukça yüksektir.

Arktika ve Antarktika gibi taze suyla önemli ölçüde seyrelmiş sularda ters yönde bir izotopik kaçış vardır:  $\delta^{18}\text{O}=-20$  ile  $-50$  ve  $\delta\text{D}=-200$  ile  $-450$  arasındadır.

### **Meteorik sular**

Meteorik suların izotopik değişimleri son derece sistematiktir ve MWL (Meteorik Su Hattı) olarak ifade edilen bir doğrusal hatla gösterilir (Craig, 1961):

$$\delta\text{D}=8\delta^{18}\text{O}+10$$

Meteorik sular, SMOW'a göre  $^{18}\text{O}$  ve D bakımından tükenmişlerdir.

### **Jeotermal sular**

Jeotermal alanlardaki sıcak sular yüzeyden türemiştir. MWL'den, yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerine doğru karakteristik  $^{18}\text{O}$  kaçışı görülür (Craig, 1963). Bunun nedeni, silikat ve karbonat çevre kayalarla olan izotopik değiş tokuştur.

### **Formasyon suyu**

Çökel kayaların depolanması sırasında kayacın gözenekleri içinde hapsolmuş bu sularda  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ , tuzluluk ve ısı arasında pozitif korelasyon vardır. Düşük ısı ve tuzlulukta değerleri en düşüktür. Yüksek ısı ve tuzlulukta yüksek  $\delta$  değerleri görülür (Taylor, 1979).

### **Metamorfik sular**

$\delta\text{D}$  değerleri sınırlı olmasına karşın,  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri geniş bir aralıktadır. İzotopik ayırılma faktörü ısıya bağımlı olduğundan, düşük ısıli metamorfik sular yüksek  $\delta\text{D}$  ve düşük  $\delta^{18}\text{O}$ ; yüksek ısıliyse düşük  $\delta\text{D}$  ve yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerine sahiptir (Taylor, 1979).

### **Magmatik sular**

Doğrudan magmadan gelen suyu örneklemek zordur. Granitoidlerin  $\delta\text{D}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerine sırasıyla ‰ 10 ve ‰ 1 eklenerek dolaylı yoldan hesaplanmaktadır (Ohmoto, 1986). Bu yöntem  $\delta\text{D}$  için hornblende-H<sub>2</sub>O ve  $\delta^{18}\text{O}$  için plajiyoklaz-H<sub>2</sub>O dengede ayırılma faktörlerine dayanır.

Magmatik su teriminin kullanımında bir karışıklık görülmektedir. Magmatik su, kökeni ne olursa olsun magmatik kayalarla ilişkili suyu tanımlamak için kullanılır. Bu su, önceden meteorik veya deniz suyu olabi-



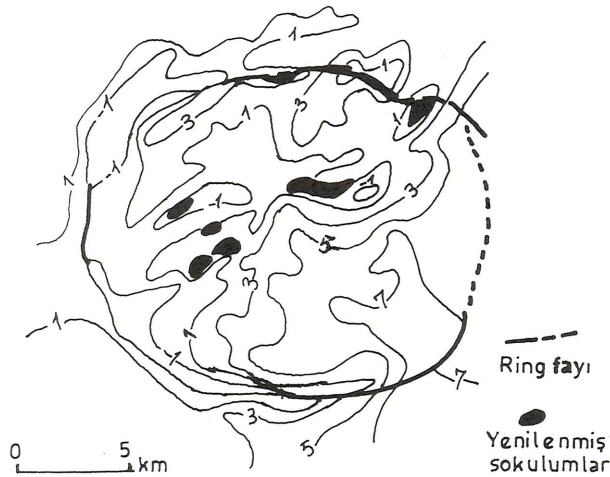


Tersiyer toleyitik plato bazaltı arasındaki uyumsuzluk düzeyine sokulmuş, yarı yatay duruşlu bir gabro gövdesinden oluşur.

$^{18}\text{O}$  analizleri, plajyoklazlar diğer kayaç yapıcı mineraller arasında hidrotermal akışkanlarla oksijen izotop alışverişine en elverişli mineral olması nedeniyle plajyoklazlarda yapılmıştır.  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri Skaergaard sokulumu içerisinde düzenli bir biçimde dağılmaktadır (Şek. 4). Kuzeybatıdan güneydoğuya doğru, kayaçların eğimiyle uyumlu olarak azalır. Sokulum gövdesinin KB kesimindeki  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri normal magmatik (pristin) değerlerdir.  $\delta^{18}\text{O}=+6$  konturu, sokulum içerisinden bazalt-gnays uyumsuzluğunun izlerini izler. Bu konturun stratigrafik olarak üzerindeki plajyoklaz örnekleri meteorik sularla temas sonucunda  $^{18}\text{O}$  bakımından tükenmiştir. Uyumsuzluk düzlemi, hidrotermal sistemin gelişmesinde önemli bir rol oynamıştır. Son derece eklemli bazaltlar meteorik suyun hareketi için geçirgendir, halbuki gnays temel görece geçirgen değildir. Bunun sonucunda, sokulumun üst kesimi meteorik suyla ilişki sonucunda etkilenmiş ve alt kesim pristin değerini korumuştur.

#### Lake City Kalderası

Lake City Kalderası (Colorado) 23 My önce oluşmuş bir çökme yapısıdır. Bazalt-riyolit magmatizmasından oluşur. Yenilenmiş sokulumlar çevresinde bir fosil hidrotermal sistem gelişmiştir (Criss ve Taylor, 1986).

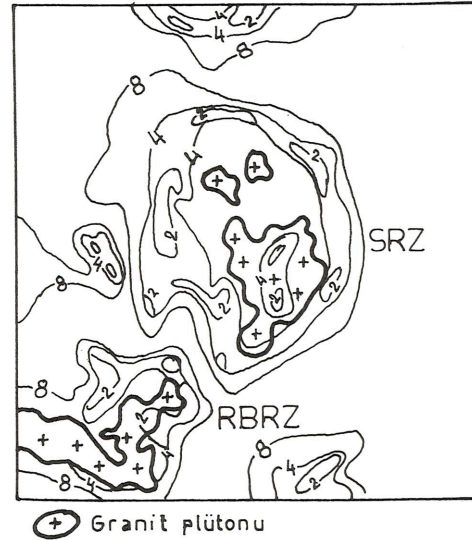


Şekil 5. Lake City Kalderası'nın  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerine ait kontur haritası (Criss ve Taylor, 1986).

Düşük  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri batı kesimindeki, stratigrafik olarak alt düzeydeki kloritleşmiş ve serisitleşmiş kayalar boyunca görülür (Şek. 5). En düşük değerler ya geçiren Ring fayı zonu boyunca, ya cevherli Eureka grabeni içerisinde ya da merkezdeki yenilenmiş sokulumlar dokanağındaki skarnlarda yer almaktadır. Yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri ise kalderanın doğu kesimindeki stratigrafik olarak yüksek, zayıfça altere kayalarla ilişkilidir. Böylece, hidrotermal sistemdeki  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri başlıca yükseklikle, yenilenmiş sokulumlara yakınlıkla ve ana kırıklara bağlı yüksek geçirgenlik zonlarıyla kontrol edilmektedir.

#### Idaho Batoliti

Kretase yaşlı granitik plütonlardan oluşur. Bu granitlerdeki orijinal  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri, +9 ile +11 ve  $\delta\text{D}$  değerleri ise -65 ile -80 civarındadır. Şiddetli hidrotermal alterasyona bağlı olarak  $\delta\text{D}$  değerleri belirgin bir biçimde -160'a ve  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri de -5'e kadar düşmektedir (Criss ve Taylor, 1983). Bu olaylar, düşük  $^{18}\text{O}$  ve D'li meteorik yeraltularının, Eosen boyunca, derindeki konvektif dolaşımından ileri gelmiştir. Granitik plütonlar, akışkanların hareketini yönlendirmek için gerekli ısıyı sağlamışlardır. Bu hidrotermal sistemler, derince erozyona uğramış kalderalarla ilişkilidir; şiddetli hidrotermal alterasyon, ana kalderaların subvolkanik Ring kırık sistemleriyle çakışır (Şek. 6).



Şekil 6. Idaho Batoliti'nde  $\delta^{18}\text{O}$  konturlarının Ring kırık sistemleri ve yeniden yükselen domlarla ilişkisi (Criss ve Taylor, 1986). SRZ Sawtooth Ring Zonu; RBRZ- Rocky Bar Ring Zonu.

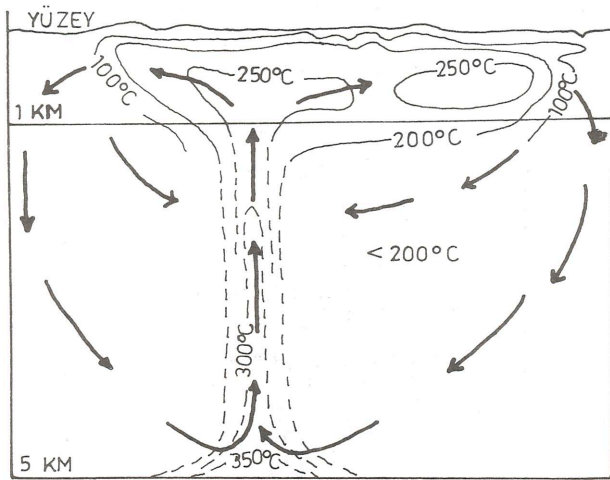
**Bir güncel jeotermal sistemle karşılaştırma**

Şekil 7, Yeni Zelanda'daki Wairakei jeotermal sahasındaki güncel sıcaklık dağılımlarını göstermektedir (Taylor, 1974). Bu volkanik arazideki su tümüyle meteorik kökenlidir (Şek. 8) ve sistemde epitermal altın cevherleşmesi vardır. Suyun yukarı doğru hareketi, varsayılmış magmatik ısı kaynağı üzerindeki dar bir zon boyunca olmaktadır. İzotermler merkeze doğru ısısı artan bir mantar biçimindedir. Eğer w/r oranları fosil hidrotermal sistemlerde kabaca sabitse,  $\delta^{18}\text{O}$  konturları izotermlerle temsil edilebilir ve  $\delta^{18}\text{O}$  anomalisinin merkezine doğru ısısı artar.

**MADEN YATAKLARI TİPLERİ İÇİN GENETİK MODELLER**

Maden yatakları, farklı kökenli cevher yapıcı hidrotermal akışkanların etkinlikleri sonucu oluşmuştur. Su, bu akışkanların ana bileşenidir. Bu nedenle, izotopik bileşiminden yola çıkılarak suyun kökeni belirlenebilirse cevherli akışkanların tarihçesi de tahmin edilebilir.

Maden yataklarının oluşumuyla ilgili suyun izotopik bileşimi iki yolla bulunabilir: (1) Sıvı kapanımlarda



Şekil 7. Wairakei, Yeni Zelanda güncel jeotermal sisteminde, ölçülmüş ve tahmini (kesikli çizgiler) eş sıcaklık eğrilerini gösteren şematik kesit (Taylor, 1974).

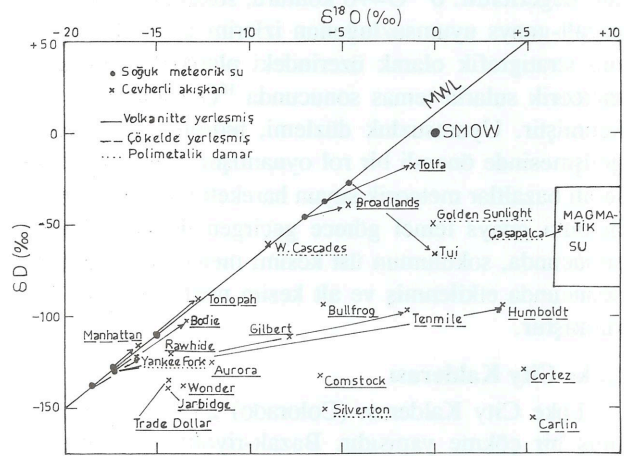
hapsolmuş suyun analizi; (2) Minerallerdeki  $\text{O}_2$  ve  $\text{H}_2$  ile belirli bir sıcaklıkta dengelenmiş sulu akışkanın  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta\text{D}$  değerlerinin hesaplanması.

Birincisi doğrudan yöntemdir, fakat homojenleşme (cevherleşmenin minimum) ısısını verir ve çevre kaya-

lardan  $\text{O}_2$  ve  $\text{H}_2$  alış veriş sonucunda suyun izotopik bileşiminin değişmesi nedeniyle ikincil önemdedir. İkinci yöntem, tümüyle su-mineral değişim dengesine ve izotopik jeotermometre denklemlerine dayanır.

**Epitermal yataklar**

Bu yataklar, meteorik suyunkine çok yakın izotopik değerlere sahiptir (Şek. 8). Cevherli akışkanların izotopik karakteristikleri, çözeltilerin olasılıkla çok düşük miktarlarda ağır metal taşıdıklarını ve son derece büyük miktarlarda su içerdiklerini göstermektedir (Taylor, 1979). Ancak volkanitlerde yerleşmiş olan Comstock,



Şekil 8. Epitermal altın-gümüş yataklarına ait suların izotopik bileşimleri (White, 1974; Taylor, 1979; Field ve Fifarek, 1985).

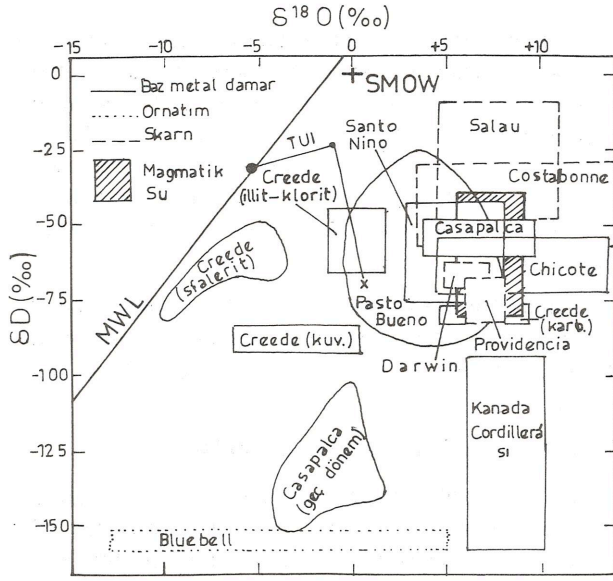
Tenmile, Humboldt gibi yataklar birincil magmatik sularından; Cortez ve Carlin gibi çökelerde yerleşmiş yataklarsa yan kayaktan izotop değişimi yaparak,  $\delta\text{D}$  değerleri meteorik sularinkilerle aynı olmasına karşın  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerinde farklılıklar göstermektedirler.

**Baz metal damarları**

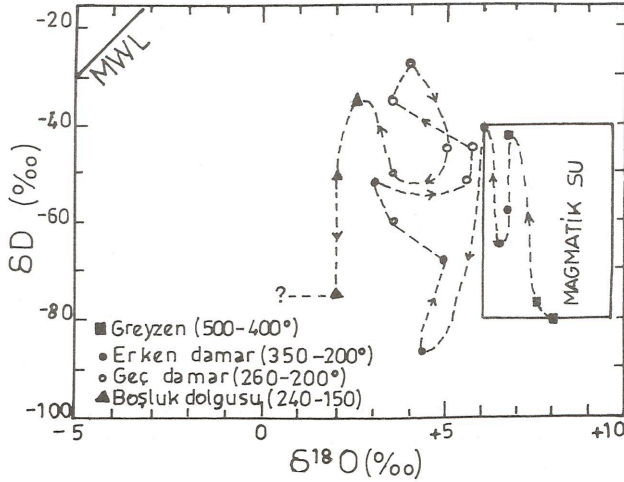
Polimetalik damar tipi yataklarda cevherli akışkanların ana evresi magmatik kökenlidir (Şek. 9). Meteorik suların, sadece, cevherin depolanmasının son evresinde etkili olmuştur.

Pasta Bueno (Peru) W-baz metal yatağı, bir kuvarsmonzonit stoğunu kesen kuvars damarlarından oluşur.  $\delta\text{D}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  verileri, sülfidlerin depolandığı hidrotermal etkinliğin erken evresinde magmatik suların etken olduğunu gösterir (Şek. 10). Isının düştüğü geç evrelerde, meteorik sular sisteme karışmıştır. Wolframit, meteorik suların egemen olduğu bu dönemde depolanmıştır.





Şekil 9. Baz metal damarları, ornatım ve skarn yataklarındaki hidrotermal akışkanlara ait izotopik bileşim değerleri (Ohmoto ve Rye, 1970; White, 1974; Taylor, 1979; Bethke ve Rye, 1979; Marck de Lummen, 1988; Fontelles ve diğ., 1989; Nesbitt ve Muehlenbachs, 1989).



Şekil 10. Pasto Bueno yatağında greyzen oluşumundan itibaren damar ve boşluk dolgusu evreleri boyunca hidrotermal akışkanların evrimi (Sheppard, 1977).

Hidrotermal etkinliğin son dönemi olan boşluk dolgulanmasında sadece meteorik sular vardır.

Tui (Y. Zelanda), altere andezitler içerisinde açık boşluk dolgusu biçiminde Pb-Zn-Ag-Au hidrotermal damarıdır. İlksel cevherli akışkan magmatik kökenlidir. Faylanmayla bir jeotermal sistem çalışmış ve geç dö-

nem akışkanlar meteorik suya doğru değişmiştir.

Creede (Colorado), uzun zaman epitermal tipte bir yatak olarak kabul edilmiştir. Fakat izotopik bileşimi, epitermal yataklardan oldukça farklıdır: Sfalerit, kuvars ve illit-klorit taşıyan akışkanlar farklı üç rezervuardan gelmiştir ve az miktarda birbirleriyle karışmıştır (Bethke ve Rye, 1979). Karbonatlı sular magmatik kökenli, diğerleri ise meteorik kökenlidir ve volkanik yan kayaçlarla O<sub>2</sub> değişimi gösterirler.

Kanada Cordillera'sındaki mezotermal altın damarları, yeşilışt fasiyesindeki kayalar içerisinde, doğrudan atımlı faylara bağlı olarak oluşmuştur. δ<sup>18</sup>O ve δD değerleri; meteorik suyun derinde dolaşımıyla kimyasal olarak evrimi ve ısınmasıyla oluşan cevher yapıcı akışkanların doğrudan atımlı faylarla geçirgen zonlar boyunca yükseldiklerini göstermektedir.

#### Ornatım yatakları

Bluebell (İngiliz Kolombiyası) Pb-Zn yatağı, birincil magmatik ve meteorik sular arasındaki ayırım için elverişli bir ortam yaratır (Şek. 9). Düşük δD değerleri, suyun kesinlikle meteorik kökenli olduğunu göstermektedir (Ohmoto ve Rye, 1970). Cevher yapıcı akışkanların izotopik bileşimi, iki farklı meteorik su türünün karışımından ileri gelmektedir: 1) Sıcak, tuzlu, yan kayalarla dengede; 2) Soğuk, seyreltik, yan kayalarla değişime girmemiş.

#### Skarn yatakları

Bu tip yataklar, zaman ve mekanda granitik soku-lumlarla yakından ilgilidir. Bu tür hidrotermal akışkanlarda meteorik suyun etkisi görülmez (Şek. 9). Salau (Fransa) şelit yatağı, tamamiyle farklı iki tür akışkanın etkili olduğu iki evrede oluşmuştur (Fontelles ve diğ., 1989). Yüksek ısıdaki ilk aşamada, δD= -50 değerindeki akışkanlar magmatik kökenlidir. Düşük ısıdaki ikinci aşamada akışkanlar δD= -10 değerli ve meteorik su, deniz suyu, gözenek suyu veya metamorfik su kökenli olabilirler.

#### Porfiri yataklar

Bu tip yatakları oluşturan hidrotermal akışkanların meteorik ve magmatik suların karışımıyla oluştuğu belirgindir (Taylor, 1979) (Şek. 11). Cevherin depolanması ve alterasyon zonları, tarihçelerinin erken döneminde magmatik kökenli akışkanlardan etkilenmiştir. Hidrotermal etkinliğin geç dönemlerine doğru meteorik sular



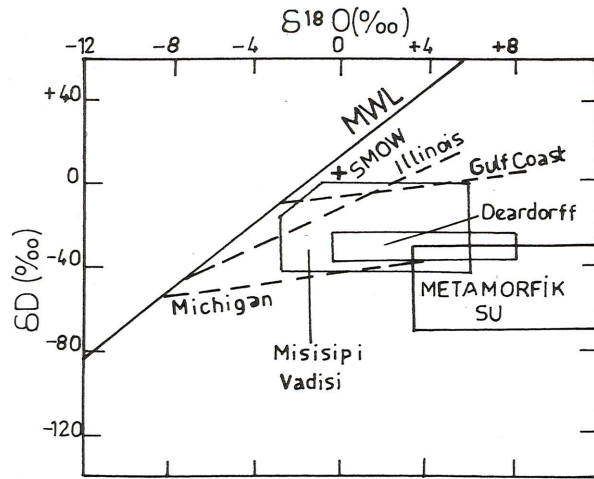


olması, cevherli akışkanların deniz suyu kökenli olduğunu gösterir (Ohmoto ve Rye, 1974). Akışkanlar içerisine, çok az miktarda magmatik ve/veya meteorik su da karışmış olabilir.

Trodos (Kıbrıs) tipi yataklar, bir ofiyolit istifindeki bazik volkanitlerle ilişkili masif sülfid yataklarının en iyi örneğidir. Cevherin izotopik bileşimi çok yeknasak ve güncel deniz suyununkine çok yakındır (Franklin ve diğ., 1981). Trodos hidrotermal sisteminde, deniz suyu kökenli sular egemendir (Sheppard, 1977).

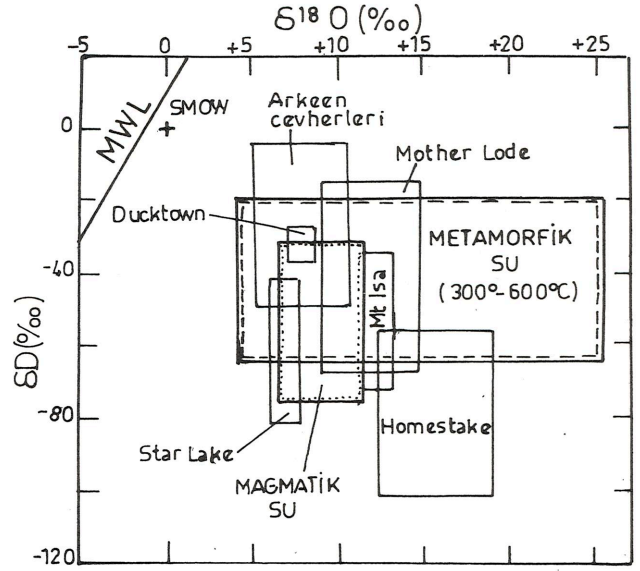
#### Mississippi Vadisi tipi yataklar

Karbonatlı yan kayalar içerisine epijenetik olarak yerleşmiş Pb-Zn yataklarındaki cevherli akışkanların tuzlulukları ve bileşen oranları, güncel petrol sahalarının salamuralarıyla dikkati çekecek biçimde benzerdir (Hall ve Friedman, 1963) (Şek. 13). Buna göre, cevherin yerleşmesinin geç döneminde cevherli akışkanlar görece seyreltik meteorik yeraltısuyuyla karışmıştır. Heyl ve diğ. (1974) tarafından oluşturulan genetik modele göre, taban kayaları içerisinden meteorik sula-



Şekil 13. Misisipi Vadisi tipi yataklarda cevher yapıcı akışkanlara ait  $\delta D$  ve  $\delta^{18}O$  değerleri ve petrol sahaları salamuralarına ait hatlar (Hall ve Friedman, 1963; Heyl ve diğ., 1974; Taylor, 1979).

rın konvektif akışı havzanın derin kesimlerinde akışkanların ısınmasını ve kabuksal kaynaklardan metalleri ve kükürdü almasını sağlar. Çözeltiler böylece ısınır ve cevher taşıyan akışkanlar halini alır, ardından akiferlere boşalır. Sistemin üzerindeki karbonatlı kayalardaki kırık zonları veya örten şeyllerdeki çökmezlik pence-



Şekil 14. Metamorfik yataklardaki akışkanların izotopik bileşimleri (Rye ve Rye, 1974; White, 1974; Taylor, 1979; Heinrich ve diğ., 1989; Nesbitt ve Muehlenbachs, 1989; Ibrahim ve Kyser, 1991).

releri cevherli akışkanlar için depolanma yerlerini oluşturur.

#### Metamorfik yataklar

Bölgesel metamorfizmayla ilintili maden yatakları, cevher gövdesiyle metamorfik yan kayalar arasındaki izotopik benzerliklerle belirgindir (Şek. 14). Bunun nedeni, bölgesel metamorfizmanın, izotopik homojenleşmeye doğru bir yönelimin olduğu uzun bir zaman süresini kapsamasıdır (Taylor ve Coleman, 1968). Homestake (Dakota), uzun zaman bir epijenetik hidrotermal damar olarak kabul edilmiştir. Ancak kuvars damarının  $\delta^{18}O$  değerleri metamorfik yan kayalarla mükemmel bir uyum içindedir (Rye ve Rye, 1974). Ayrıca, bu değerler bölge dışındaki metamorfik segregasyon damarlarıyla da benzerdir.

#### SONUÇLAR

$\delta^{18}O$  ve  $\delta D$  değerleri jeotermometre olarak kullanılabilir.

Cevher yataklarının oluşumunda önemli bir yeri olan suların kökeninin belirlenmesinde en yararlı verileri sağlarlar.

Cevher ve gang minerallerinin izotopik bileşimlerinin incelenmesi sonucunda cevher yapıcı hidrotermal sistemlerde, basit magmatik süreçler yerine, çeşitli kö-

kenli (meteorik, deniz, jeotermal, formasyon) suların doğrudan etkin oldukları veya en azından birincil magmatik sularla karışarak maden yataklarını oluşturdukları ortaya konmuştur. Suların karışım süreci, aynı zamanda hidrotermal alterasyona neden olmuştur.

Maden yataklarında yapılan duraylı izotoplar jeokimyası çalışmalarının sonuçları, hidrotermal sistemlerde cevher oluşumu kuramında temel bir değişim oluşturmuşlardır: Magmatik kayalar sadece ısıtıcı motor olarak görev yaparlar. Böylece oluşan enerji, aşağı süzülen meteorik suların konvektif dolaşımını sağlar. Isınan hidrotermal sular, çevre kayalardan metal içeriğini alarak yükselirler ve soğuk suyla karşılaştıkları yerde cevher olarak çökelirler.

Duraylı izotoplar jeokimyasının maden yataklarındaki araştırmalara uygulanması, farklı jeolojik süreçlerde izotopik bölünmenin mekanizması ve şiddetinin değiştiği kabulüne dayanmaktadır. Kuşkusuz, bir maden yatağında aynı izotopik özellikleri verebilecek birden fazla süreç gelişmiş olabilir ve bir jeokimyasal süreç farklı koşullarda tümüyle farklı izotopik özellikleri üretebilir.

Bu bakımdan, izotop verileri, cevher yataklanmasına ilişkin köken ve kaynak sorunlarına sadece bir yaklaşım sağlayabilir. İzotop verilerinin yorumunda şu noktalara dikkat etmek gereklidir:

1) Duraylı izotop jeokimyası, maden yatağı araştırmasında bir bağımsız konu olarak ele alınmalıdır.

2) İzotop verileri, özellikle sadece bir elementin izotoplarıyla sınırlı olduklarında herhangi bir jeolojik soruna tek başına bir çözüm getiremez.

3) İzotop incelemeleri, diğer jeokimyasal ve mineralojik çalışmalarla tamamlanmalı ve desteklenmelidir.

4) Çeşitli jeokimyasal süreçlerdeki izotop bölünme mekanizmaları hakkındaki bilgimiz son derece sınırlıdır.

Bütün bu eksikliklerine karşın, izotop jeokimyası maden yataklarının kökeni ve kaynağına ilişkin sorunların çözümünde yeni bir bakış açısı getirmiştir.

### DEĞİNİLEN BELGELER

Akande, S.O. ve Zentilli, M., 1983, Geologic, fluid inclusions and stable isotope studies of the Gays River lead-zinc deposit, Nova Scotia, Canada: *Econ. Geol.*, 79, 1187-1211.

Becker, R.H. ve Clayton, R.N., 1972, Carbon isotopic evidence for the origin of a banded iron-formation in western Australia: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 577-595.

Bethke, P.M. ve Rye, O.R., 1979, Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: Part IV. Source of fluids from oxygen, hydrogen and carbon isotope studies: *Econ. Geol.*, 74, 1832-1851.

Branam, T.D. ve Ripley, E.M., 1990, Genesis of sediment-hosted copper mineralization in south-central Kansas: sulfur/carbon and sulfur isotope systematics: *Econ. Geol.*, 85, 601-621.

Craig, H., 1957, Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, 133-149.

Craig, H., 1961, Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters: *Science*, 133, 1833-1934.

Craig, H., 1963, The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas: *Nuclear Geology on Geothermal Areas* da, E. Tongiorgi (ed.), 17-53.

Craig, H., 1966, Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines: *Science*, 154, 1544-1548.

Criss, R.E. ve Taylor, H.P., 1983, An  $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$  and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho batholith: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 640-663.

Criss, R.E. ve Taylor, H.P., 1986, Meteoric-hydrothermal systems: *Stable Isotopes* da, J.W. Walley, H.P. Taylor ve J.R. O'Neil (ed.), *Reviews in Mineralogy*, 16, 373-424.

Faure, G., 1986, *Principles of Isotope Geology*: John Wiley & Sons, 2. baskı, 589 s.

Field, C.W. ve Fifarek, R.H. 1985, Light stable-isotope systematics in the epithermal environment: *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, da, B.R. Berger ve P.M. Bethke (ed.), *Reviews in Econ. Geol.* 2, 99-128.

Fontelles, M., Soler, P., Demange, M., Derre, C., Krieger-Schellen, A.D., Verkaeren, J., Guy, B. ve



- Zahm, A., 1989, The scheelite skarn deposit of Salau (Ariege, French Pyrenees): *Econ. Geol.*, 84, 1172-1209.
- Franklin, J.M., Lydon, J.W. ve Sangster, D.F., 1981, Volcanic-associated massive sulfide deposits: *Econ. Geol.*, 75. Anniv. Vol., 485-627.
- Fu, M., Changkakoti, A., Krouse, H.R., Gray, J. ve Kwak, T.A.P., 1991, An O,H,S and C isotope study of carbonate-replacement (skarn) tin deposits of the Dachang tin field, China: *Econ. Geol.*, 86, 1683-1703.
- Güleç, N., 1993, İzotoplar: Jeokimya-Temel Kavramlar ve İlkeler *de*, JMO yayınl. 32.2. baskı, 205-240.
- Hall, W.E. ve Friedman, I., 1963, Composition of fluid inclusions, Cave-in-Rock fluorite district, Illinois, and upper Mississippi Valley zinc-lead district: *Econ. Geol.*, 58, 886-911.
- Hall, W.E., Friedman, I. ve Nash, J.T., 1974, Fluid inclusion and light stable isotope study of the Climax molybdenum deposits, Colorado: *Econ. Geol.* 69, 884-901.
- Heinrich, C.A., Andrew, A.S., Wilkins, R.W.T. ve Patterson, D.J., 1989, A fluid inclusion and stable isotope study of synmetamorphic copper ore formation at Mt Isa, Australia: *Econ. Geol.*, 84, 529-550.
- Heyl, A.V., Landis, G.P. ve Zartman, R.E., 1974, Isotopic evidence for the origin of Mississippi Valley-type mineral deposits: *Econ. Geol.*, 69, 992-1006.
- İbrahim, M.S. ve Kyser, T.K., 1991, Fluid inclusion and isotope systematics of the high-temperature proterozoic Star Lake lode gold deposit, N. Saskatchewan, Canada: *Econ. Geol.*, 86, 1468-1490.
- Layne, G.D., Longstaffe, F.J. ve Spoone, E.T.C., 1991, The JC tin skarn deposit, S. Yukon Territory: II. A carbon, oxygen, hydrogen and sulfur stable isotope study: *Econ. Geol.*, 86, 48-65.
- Marcke de Lummen, G. van, 1988, Oxygen and hydrogen isotope evidence for influx of magmatic water in the formation of W-, Mo- and Sn-bearing skarns in pelitic rocks at Costabonne, France, and Land's End, England: *Proceed. 7th Quadrennial IAGOD Symp.*, 355-362.
- Mariotti, A., 1984, Natural  $^{15}\text{N}$  abundance measurements and atmospheric nitrogen standard calibration: *Nature*, 311, 251-252.
- McKeag, S.A. ve Craw, D., 1989, Contrasting fluids in gold-bearing quartz vein systems formed progressively in a rising metamorphic belt: Otago schist, New Zealand: *Econ. Geol.*, 84, 22-33.
- Nesbitt, B.E. ve Muehlenbachs, K., 1989, Geology, geochemistry, and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: evidence for ore formation from evolved meteoric water: *The Geology of Gold Deposits de*, *Econ. Geol. Monograph* 6, 553-563.
- Ohmoto, H., 1986, Stable isotope geochemistry of ore deposits: *Stable Isotopes da*, J.W. Walley, H.P. Taylor ve J.R. O'Neil (ed.), *Reviews in Mineralogy*, 16, 491-556.
- Ohmoto, H. ve Rye, R. O., 1970, The Bluebell Mine, British Columbia. I. Mineralogy, paragenesis, fluid inclusions, and the isotopes of hydrogen, oxygen and carbon: *Econ. Geol.*, 65, 417-437.
- Ohmoto, H. ve Rye, R.O., 1974, Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan: *Econ. Geol.*, 69, 947-950.
- Ohmoto, H. ve Rye, R.O., 1979, Isotopes of sulfur and carbon: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits de*, H.L. Barnes (ed.), 2. baskı, John Wiley & Sons, 509-567.
- Rye, R.O. ve Ohmoto, H., 1974, Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review: *Econ. Geol.*, 69, 826-842.
- Rye, D.M. ve Rye, R.O., 1974, Homestake gold mine, south Dakota: I. Stable isotope studies: *Econ. Geol.*, 69, 293-317.
- Savin, S.M. ve Epstein, S., 1970, The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 43-64.
- Sheppard, S.M.F., 1977, Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes: *Volcanic Processes in Ore Genesis de*, *Geol. Soc. London, spec. publ.* 7, 25-41.
- Sheppard, S.M.F. ve Taylor, H.P., 1974, Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water

- in the Boulder batholith and the Butte ore deposits, Montano: *Econ. Geol.*, 69, 926-946.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L. ve Taylor, H.P., 1969, Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits: *Econ. Geol.*, 64, 755-777.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L. ve Taylor, H.P., 1971, Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits: *Econ. Geol.*, 66, 515-542.
- Shimazaki, H., 1988, Oxygen, carbon and sulfur isotope study of skarn deposits in Japan: *Proceed. 7th Quadrennial IAGOD Symp.*, 375-381.
- Smitheringale, W.G. ve Jensen, M.L., 1963, Sulfur isotopic composition of the Triassic igneous rocks of eastern United States: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 1183-1207.
- Taylor, H.P., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: *Econ. Geol.*, 69, 843-883.
- Taylor, H.P., 1979, Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* de, H.L.Barnes (ed.), 2. baskı, John Wiley & Sons, 236-277.