

Uranyum ve Toryumun Yerkabuğu İçindeki Göçü (*)

Hüseyin YILMAZ

Ege Üniversitesi, Yerbilimleri Fakültesi, Bornova - İZMİR

ÖZ: Kendine özgü kristal kimyaları nedeni ile uranyum ve toryum yüksek sıcaklık ortamlarında sürekli birarada görülür. Kabuk içinde görülen heriki elementin kaynağı mantodur. Prekambriyende (2600 milyon yıl) başlayan büyük ölçekte uranyum ve toryumun mantodan yerkabuğu içine yoğunlaşması, yer tarihinin belirli aralıklarında yeniden görülmüş ve günümüze değin sürmüştür. Her dağ oluşumu ve sonradan oluşan açılmalar (tafrojen) sonucu mantodan yerkabuğuna taze uranyum ve toryum getirmiş olmuştur. Kabuk içinde daha önceden varolan uranyum ve toryum ısı ve basınç gradyanı önünde yeni alanlara doğru göç etmişlerdir. Ancak bu iki elementi içeren magmatik ve hidrotermal sıvıların sıcaklıklarının azalması sonucu uranyum ve toryum birbirinden ayrılmışlardır. Böylece toryum çoğunlukla yüksek sıcaklık ortamlarında yığılırken, uranyum da düşük sıcaklık ortamlarına doğru göç etmiş ve yerkabuğunun en üst düzeylerinde bulunan yeraltısularına katılarak uranyumca zengin çözeltiler oluşturmuştur. Heriki elementin birbirinden uzaklaşmasındaki en önemli etken toryumun oksitlenme özelliğinin olmamasına karşın uranyumun uranil iyonları veya karmaşıkları oluşturarak çok uzaklara göç edebilmesidir. Toryum da atmosferik koşullarda çözünebilir ancak ortamda sülfat, fosfat ve florür gibi inorganik ve oksalat gibi organik lijan-

ların bulunması gereklidir. Bu durumda dahi toryum killer ve oksidohidroksitlerce çabuk emilmesi nedeni ile uzaklara göç edemez.

GİRİŞ

Göç etme ve yığılma nedeni ile uranyum elementler arasında oldukça tipiktir. Uranyum ve toryumun kabuk içindeki göçü ve yığılması vektörel olarak kesinlikle dışarıya doğrudur. Uranyum ve toryumun göçü ve yığılması birincil olarak kristal kimyalarına ve heriki element atomlarının barındırılması için uygun değişik duraylılıkta yapı sağlayan ve yerkabuğunu oluşturan diğer elementlere bağlıdır.

Bu yazıda uranyum, toryum ve diğer bazı kimyasal elementlerin yerkabuğu içindeki yeri, bunların göç biçimi, göç yolları ve gözlenmiş veya önerilmiş yığılma yerleri kısaca anlatılacaktır. Burada anlatılanlar diğer yazarlarca ortaya atılan düşüncelerin yoğunlaştırılıp olgunlaştırılmış şekilden öte bir şey değildir.

URANYUM VE TORYUMUN TEMEL JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Uranyum ve toryumun mantodan yerkabuğu içine transferi ve burada zenginleşme işlevine geçmeden önce her iki elementin yüksek ve düşük sıcaklık ortamlarında ne tip bir kimyasal davranışta bulduklarını bilmek gerekir. Böylece bu elementlerin değişik koşullar altındaki davranışlarını bu bölümde ele alacağız.

Yüksek Sıcaklık Koşullarında Uranyum ve Toryumun Davranışı:

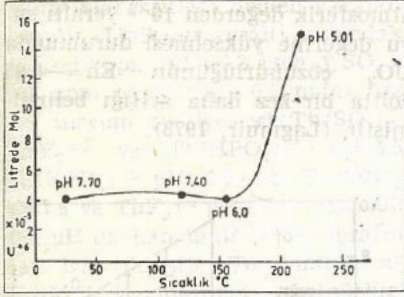
Uranyum ve toryumun belirli jeokimyasal özellikleri bunların jeolojik işleylerdeki davranışlarını yönlendirir. Uranyumun atom numarası 92, atom ağırlığı 238'dir. Doğada çoğunlukla iki ayrı değer halinde bulunur. Bunlardan +6 değerli uranyum iyon büyüklüğü 0.8 \AA ve +4 değerli olanınki ise 1.05 \AA dur. +4 değerli uranyumun iyon yarıçapı kalsiyumunkine (1.06 \AA) ve üç değerli nadir toprak elementlerinkine (Yitrium, 1.06 \AA) çok yakındır. Böylece uranyum sözü edilen elementlerce kolay yakalanır. +4 değerli uranyumflor ile yüksek sıcaklıklarda tepkimeye girer. UF_4 için bu oluşum sıcaklığı $200 - 400^\circ\text{C}$ dir. Bilindiği gibi kuvars içeren hidrotermal damarlar için F^- önemli bir mobilizatördür. Böylece flor uranyum ile uranil floritleri (UF_4 , UF_6 , UO_2F_2) oluşturur. Bunlar da kolayca hidrolize olurlar. Daha uygun olarak buna uranyum silikoflorit, $\text{U}(\text{SiF}_6)_2$, demek daha uygundur. Bu yakınlık nedeni ile uraninit, koffinit, florit ve kuvarsın aynı anda birikimi kolayca açıklanabilir.

Uranyum metalik olan veya olmayan birçok elementler ile hemen tepkimeye girer. Bunlar Hg, Pb, Cu, Fe, Ni, Mn, Co, Zn, Be, Ca, Y, Tl vs. dir.

Dört değerli uranyum yüksek sıcaklıklarda gaz ve sıvı fazlarında oldukça hareketlidir. Bu yüzden mantodan kabuk içine kolayca taşınabilir. Uranyumun kabuk içindeki göçü çoğunlukla uranil di-karbonat, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2 \cdot (\text{H}_2\text{O})_{\frac{1}{2}}^{-2}$ ve uranil tri-karbonat, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{-4}$, alkali karmaşıkları biçiminde olur. Sodyum

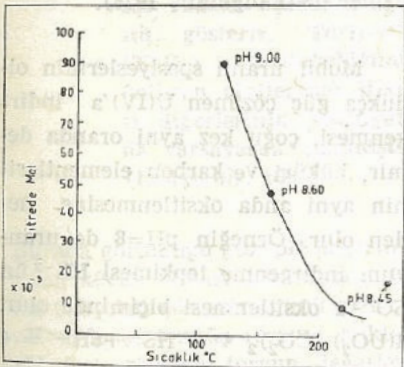
(*) 16-20 Kasım 1981 T.J.K. Yer kimyası konferans haftasında sunulmuştur.

uranil di-karbonat, $\text{Na}_2(\text{UO}_2)_2(\text{CO}_3)_2$ ve sodyum uranil tri-karbonat $\text{Na}_4(\text{UO}_2)_2(\text{CO}_3)_3$ çözümleri belki de en çok bulunan uranyum taşıyıcılarıdır (Kostov, 1977). Uranyum yataklarında bulunan olağan gang minerallerinden kalsit bazik ortamlarda ve kuvars asit ortamlardaki hidrotermal peşblend damarlarında boldur.



Şekil 1: Yüksek sıcaklıklarda yabancı anyonların yokluğunda OH_2OH^+ ile dengede olan $\text{UO}_2(\text{OH})_2$ in çözünürlüğü (Miller, 1958).

Sıcaklığa bağımlı uranil çözünürlüğü Şekil 1'deki gibi gösterilmiştir. Burada sıcaklık artışı ile çözünürlüğün değişmediğini ancak bunun asıl pH değerlerindeki düşüş ile ilgili olduğu Miller (1958) tarafından gösterilmiştir. Bu durum yabancı anyonların yokluğunda UO_2OH^+ ile dengede olan $\text{UO}_2(\text{OH})_2$ varlığında görülür. Ancak uranil hidroksit karmaşığının tersine uranil karbonat karmaşığı pH artışı ve sıcaklık düşüşüne göre çizgisel bir doğrultu verir, yani, sıcaklığın azalıp pH değerinin artması durumunda uranyum çözünürlüğü de artar. (Şekil 2).



Şekil 2: Yüksek sıcaklıklarda yabancı anyonların yokluğunda çökelekleri ile dengede olan $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{-2}$ in duraylılığı (Miller, 1958).

Toryumun atom numarası 90 ve atom ağırlığı 232'dir. İyonik yarıçapı 1.10 \AA ve +4 değerli bir metaldir. Uranyumda olduğu gibi toryumun iyon yarıçapı kalsiyum ve yitriyumunkine ve üç değerli seryumunkine (1.18 \AA) çok yakındır. Böylece bunların kimyasal davranışlarında bir benzerlik vardır. Klor ve brom 450°C 'nin üstünde Th ile kolayca tepkimeye girerek halitleri oluşturur. Halitler ise suda kolayca çözünürler. Böylece Th-halitler, özellikle iyonik ve moleküler biçimde olanlar orta ve yüksek sıcaklıklarda hareketlidirler. Toryum ayrıca Cl ile karmaşık yapar ve bir süre çözültüde kalır. Fakat bu sırada toryum ve uranyumun birbirinden ayrılması başlar, çünkü toryumun yeterince oksitlenip hareket geçme olanağı yoktur. Ancak çok asitli ortamlarda bunun bir bölümü çözülüp taşınabilir fakat bu uzun sürmez ve pH değerinin artması ile toryum çökelimi çabuklaşır.

Uranyum ve toryumun kimyasal özelliklerinin yüksek sıcaklık ortamlarında birçok yönlerden benzerlik göstermesi jeolojik olarak bir arada bulunmalarına neden olur. Bunların atom numaralarının birbirine çok yakın olması kimyasal davranış benzerliğinin en önemli nedenidir. Her iki element iyonlarının çok büyük olması bunların kayac yapıcı alüminyum silikatlarca biçimlenmiş moleküler yapılarına girmelerini engeller. Böylece bu iki element magmatik ayrışma sırasında önceden oluşan silikat minerallerinin yapılarına girmek yerine kimyasal olarak daha uygun olan nadir toprak elementleri, tıtan, niyobiyum, zirkon v.s. gibi büyük çaplı iyonlarla birlikte yığılmaya eğilim gösterirler. Halojenler, CO_2 ve H_2O uçucuları da bu fazdadır.

Radyoelementlerce zengin gaz fazı düşük gravitesi ve uçuculuğu nedeni ile mantodan kabuk içine doğru itilmeye eğilimlidir. Uranyum ve toryumun çok yüksek özgül ağırlığı olmasına karşın kabuğa doğru ayrılmaları bunların litofil özellikte olduklarını gösterir.

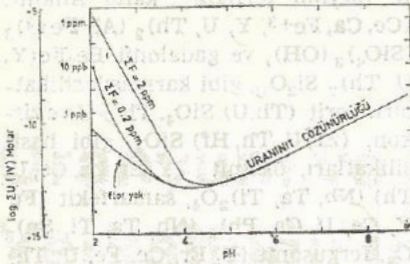
Magmatik ve pnömatolitik işlemler radyoelementlerinin çoğunu kabuğa doğru taşır. Magmatik ve hidrotermal türevler içinde uranyum

ve toryum birlikte kalıp Allanit, $(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Fe}^{+3}, \text{Y}, \text{U}, \text{Th})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})_3(\text{SiO}_2)_3(\text{OH})$, ve gadalonit $\text{Be}_2\text{Fe}(\text{Y}, \text{U}, \text{Th})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$ gibi karmaşık silikatları, torit $(\text{Th}, \text{U})\text{SiO}_4$, $\text{Th} > \text{U}$ ve zirkon, $(\text{Zr}, \text{U}, \text{Th}, \text{Hf})\text{SiO}_4$, gibi basit silikatları, öksinit $(\text{Y}, \text{Er}, \text{La}, \text{Ce}, \text{U}, \text{Th})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_4$, samarfskit $(\text{Fe}, \text{Y}, \text{Ce}, \text{U}, \text{Ca}, \text{Pb})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti}, \text{Sn})_2\text{O}_6$, fergusonit $(\text{Y}, \text{Er}, \text{Ce}, \text{Fe}, \text{U}, \text{Th})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})\text{O}_4$, piroklorit $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Ce}, \text{U}, \text{Th})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6$ (o, OH, F) ve mikrolit gibi çok oksitler ve monazit $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th}, \text{Y})\text{PO}_4$ gibi fosfatlar şeklinde son bulur. Bu mineraller duraylı ve dayanıklıdır.

Minerallerin oluşum ısısı düşünce daha basit ve daha çok uranyum içeren oksit ve silikatlar oluşur. Uraninit (UO_2) buna en iyi örnektir. Magmatik - hidrotermal işlemler sırasında uranyum ve toryum +4 değerli durumlarında duraylılık alanlarının farklı olması nedeni ile birbirinden ayrılırlar. Böylece sıcaklık düşerken mineral içindeki toryum oranında da bir düşüş gözlenir. Kabukta bulunan toryumun böylece yüksek sıcaklık ortamlarında olduğu söylenir. Gerçekte uranyum ve toryumun birbirinden ayrılmasının ana nedeni uranyumun +4 değerinden +6 değerine oksitlenmesidir. Toryum ise böyle bir tepkimeye giremez. Yarıklar boyunca yüzeye yaklaşan magmatik ve metamorfik sıvılar taşıdıkları uranyumu oksitleyebilecek oksijene daha herhangi bir mineral oluşturmadan önce çok derinlerde bile raslayacaklardır. Böylece uranyum iyonları toryum iyonlarından çok daha yukarıya taşınacak ve aynı anda yeraltı su sistemine de girerek mineralleşme göstermeden meteorik sulara karışacaktır.

Düşük Sıcaklık Koşullarında (25°C , 1 Atm.) Uranyum ve Toryumun Davranışı:

Uranyumun düşük sıcaklıktaki davranışı yüksek sıcaklıktakine kıyasla oldukça değişiktir. Uraninit olağan pH koşullarında son derece zor çözünür (Şekil 3). Çözünme işlemini kolaylaştırmak için de ortamın pH değerini düşürmek veya diğer bir deyimle asitliği artırmak gerekir. Bu koşulu sağlayabilecek en önemli halojen ise F^- dur. Uranus florür oluşumu sayesinde uranyum



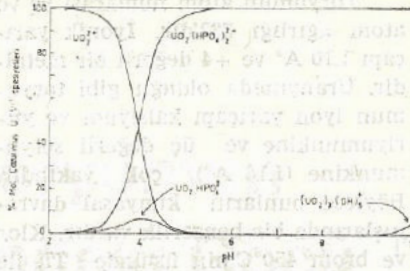
Şekil 3: Uranus - flor karmaşık oluşumunun uraninit çözünürlüğü üstündeki etkisi. UO_2 (yığışım) pH ya ($25^\circ C$, 1 Atm) karşı çizilmiştir (Langmuir, 1978).

mobilitesinde büyük bir artış sağlanır (Şekil 3). Ortam ise indirgenidir ve pH dörtten küçüktür. Tersine olarak flor iyonunun florit olarak (CaF_2) çökelişi mobilitenin azalmasına ve hemen uraninitin çökmesine neden olur.

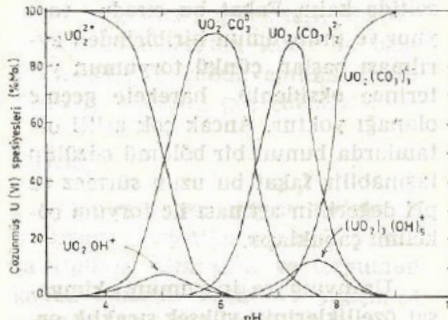
En önemli uranil karmaşıkları flor, fosfat ve karbonatlardır. Bunlar sırasına göre asit, nötral ve alkali koşullarda oluşurlar. Uranil fosfat karmaşıkları jeokimyacılar tarafından çoğu kez umursanmamıştır. $UO_2(HPO_4)_2^{-2}$ karmaşığı o kadar duraylıdır ki bu karmaşık pH=4 ile pH=10 arasında diğer birçok uranil karmaşıklarından çok daha yaygın olarak bulunur (Şekil 4).

Olağan bir yeraltı suyunda, $PCO_2=10^{-2}$ ve $T=25^\circ C$, uranil karbonat karmaşıkları pH=5'e kadar saf suların asal spesiyeleridir (Şekil 5). Atmosferik CO_2 basıncının $10^{-3.5}$ olduğu yerde pH=5.8'e kadar asal spesiyeler olarak bulunurlar. Sıcaklığın $100^\circ C$ 'ye ulaşması ve $PCO_2=10^{-2}$ olması durumunda uranil karbonat bileşikleri önemsiz spesiyeler olarak kalır.

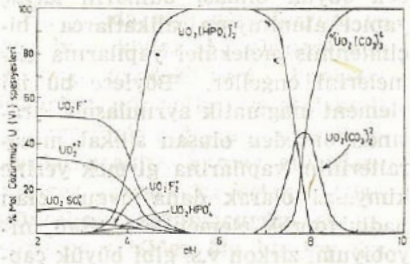
Değişik uranil karmaşıklarının önemi Şekil 6'da açıkça görülür. Bu diyagram CO_2 basıncı, klor, flor, sülfat, fosfat ve silis yığışimleri için Langmuir (1978) tarafından çizilmiştir. Veriler Wyoming'in Shirley havzasında yer alan uranyumlu yeraltı sularından derlenmiştir. Diyagram açıkça göstermektedir ki flor karmaşıkları pH=4 altında yaygın olup uranil silikat karmaşıkları önemsizdir. Wind River formasyonundaki yeraltı sularının asit değer-



Şekil 4: $\Sigma U = 10^{-8} M$ ve $\Sigma PO_4 = 10^{-6}$ (0.1 ppm) olduğunda uranil hidroksit ve fosfat karmaşıkları dağılımının pH ya göre değişimi (Langmuir, 1978).



Şekil 5: $P_{CO_2} = 10^{-2} atm.$ ve $U = 10^{-8} M$, $25^\circ C$ değerleri için uranil hidroksit ve karbonat karmaşıklarının pH değerine göre dağılımı (Langmuir, 1978).

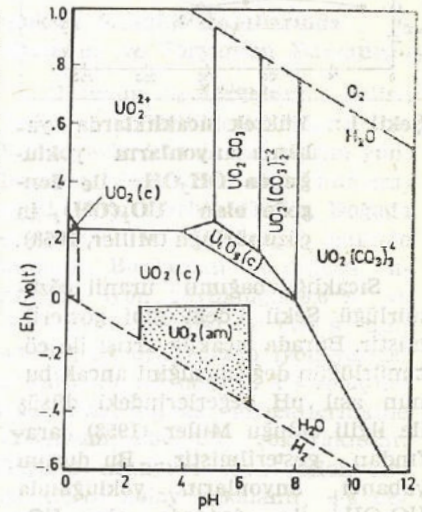


Şekil 6: $25^\circ C$ de Wind River formasyonunun yeraltı sularında bazı tipik hijant yığışımalarında uranil karmaşıklarının pH ya göre dağılımı. $P_{CO_2} = 10^{-2.5} atm.$, $\Sigma F = 0.3 ppm.$, $\Sigma Cl = 10 ppm$, $\Sigma SO_4 = 100 ppm$, $\Sigma PO_4 = 0.1 ppm$, $\Sigma SiO_2 = 30 ppm.$

lerinde (pH=6.6-8.3) heriki fosfat ve karbonat karmaşıkları baskındır.

Tortul ortamlarda uranyum taşınması ve yataklanması sözü edilen suyun oksitleyici potansiyelini ta-

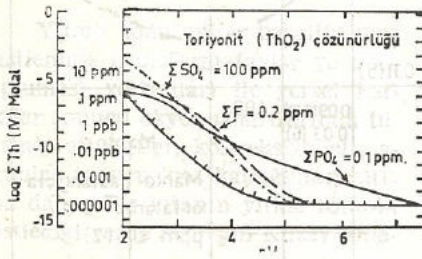
nımladıktan sonra doğru olarak anlaşılabilir (Garrels and Christ, 1965). Tipik bir yeraltı suyunda CO_2 basıncı 10^{-2} atmosfer olduğunda uraninit duraylılığı Şekil 7'de gösterilmiştir. Burada uranil karbonat bileşikleri uranyumun çözünürlüğünü oldukça artırır ve uzun süre uranil karbonatlar biçiminde dengede kalmasını sağlar. CO_2 basıncının $10^{-3.5}$ atmosferik değerden 10^{-2} yeraltı suyu değerine yükselmesi durumunda UO_2 çözünürlüğünün $Eh = -0.05$ voltta bir kez daha arttığı belirtilmiştir (Langmuir, 1978).



Şekil 7: Amorf UO_2 , $UO_2(am)$, ideal uraninitin UO_2 (hesaplanmış) ve U_4O_9 (hesaplanmış) duraylılık alanlarını gösteren $P_{CO_2} = 10^{-2} atm.$ ve $25^\circ C$ de $UO_2-O_2-CO_2-H_2O$ sistemindeki $Eh - pH$ diyagramı (Langmuir, 1978).

Mobil uranil spesiyelerinin oldukça güç çözünen $U(IV)$ 'a indirgenmesi, çoğu kez aynı oranda demir, kükürt ve karbon elementlerinin aynı anda oksitlenmesine neden olur. Örneğin pH=8 de uranyum indirgenme tepkimesi HS^{-2} ün SO_4^{-2} a oksitlenmesi biçiminde olur. $4(UO_2)(CO_3)_2^{-4} + HS^{-} + 5H^+ = 4UO_2 + SO_4^{-2} + 12CO_2 + 8H_2O$ veya Fe^{+2} in amorf $Fe(OH)_3$ ($K_{sp} = 10^{-38.5}$) e oksitlenmesidir. $UO_2(CO_3)_3^{-4} + 2Fe^{+2}$ (pirit) + $3H_2O = UO_2 \cdot 2Fe(OH)_3 + CO_2$.

Toryumun düşük sıcaklık ortamlarındaki davranışı henüz bütünü ile anlaşılmış değildir. Ancak son yıllarda yapılan bazı çalışmalar toryumun da çözünüp taşınabileceğini göstermiştir. Sular içinde yüksek oranlarda toryum bulunmayışının ana nedenlerinden bir de bunun yavaş çözünmesi ve çözünenin de çevredeki adsorptif malzemelerce (kil ve oksihidroksitler) hemen yakalanmasıdır. Tipik bir yeraltı suyundaki ($\Sigma \text{Cl} = 10 \text{ ppm}$, $\Sigma \text{F} = 0.3 \text{ ppm}$, $\Sigma \text{SO}_4 = 100 \text{ ppm}$ ve $\Sigma \text{PO}_4 = 0.1 \text{ ppm}$) basıkın toryum spesiyesleri $\text{Th}(\text{SO}_4)_2$, ThF_2^{+2} ve $\text{Th}(\text{HPO}_4)_2$ pH 4.5; $\text{Th}(\text{HPO}_4)^{-2}$ pH=4.5 - 7.5; $\text{Th}(\text{OH})_4$ pH 7.5 ve ThF_2^{+2} pH=7 ve daha düşük pH da Langmuir (1980) tarafından belirtilmiştir. Toryumun atmosferik koşullardaki çözünürlüğü üstüne en iyi çalışma Langmuir (1980) tarafından yapılmıştır. Yazar toriyonitin 25°C'de ve değişik pH koşullarındaki çözünürlüğü Şekil 8'de olduğu gibi gösterilmiştir.

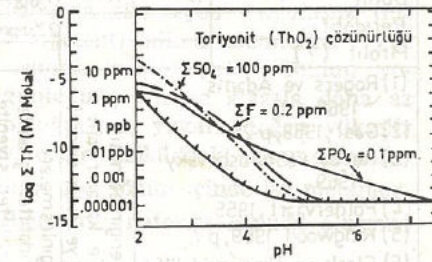


Şekil 8: 25°C de pH'nın bir işlevi olarak toryum sülfat, florür ve fosfat karmaşıklarının toriyonit çözünürlüğü üstündeki etkisi. Taranmış eğri toriyonitin saf sudaki çözünürlüğünü gösterir. Toriyonit (ThO_2) çözünürlüğünü belirten eğriler her ligan-tı diğerlerinin yokluğunda varsayarak çizilmiştir (Langmuir, 1980).

Burada görüldüğü gibi pH değerinin 5'den küçük olması durumunda sülfat toriyonit çözünürlüğünü artırır. pH=3'de çözünmüş toryum miktarı pH=5 de çözünen toryum değerlerine kıyasla 10^7 kez daha yüksektir. Bu çözünürlük yeraltı suyundaki toplam SO_4 miktarı 100 ppm ise geçerlidir. Ancak maden ocaklarındaki sular ve rafine artıkları ve sülfürlük

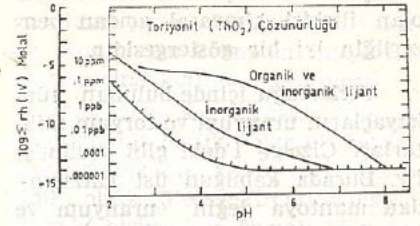
asitli topraklar içinde ve hidrotermal uranyum cevherlerinden gelen yıkayıcılar dışında, sülfat karmaşıklarının oluşumu nedeni ile ThO_2 çözünürlüğü çoğunlukla önemsiz olacaktır. Flor, ThO_2 çözünürlüğünü artıran önemli bir etkidir. Böylece pH 4 de 2 ppm'lik toplam flor çözünebilir toryumu 10^{-4} ppb den 10 ppb ye yükselir. Fosfat ise toriyonit çözünürlüğünü pH=7 ye kadar artırır. Örneğin pH=4 ve toplam fosfat 0.1 ppm ise, toriyonit çözünürlüğü 1000 kez artar.

Organik karmaşık oluşumu, pH değerlerinin yediden küçük olması durumunda, toryum çözünürlüğünde oldukça yüksek artış sağlar (Langmuir, 1980). Şekil 9'da görüldüğü gibi 1 ppm lik toplam oksalat toryum çözünürlüğünü pH=4 de 10^7 kez artırır. Bunun yanında 0.1 ppm lik toplam EDTA ise toryum çözünürlüğünü 10^6 kez artırır. Ancak pH çözünürlük aralığı EDTA da oksalatlarla kıyasla daha geniştir.



Şekil 9: 25°C de pH'nın bir işlevi olarak toryum oksalat ve EDTA karmaşıklarının toriyonitin saf sudaki çözünürlüğünü gösterir. Toriyonit çözünürlüğünü belirten eğriler her ligan-tı yokluğunda varsayarak çizilmiştir (Langmuir, 1980)

Heriki organik ve inorganik ligan-taların çözelti içinde bulunması durumunda çözünürlük olayı daha değişik bir görünüm kazanır. Örneğin pH=5 de inorganik ligan-tların varlığında toriyonit çözünürlüğü yaklaşık 0.001 ppb iken, heriki inorganik ve organik ligan-tların varlığında 100 ppb ye kadar çözünürlük artışı gözlenir. Bu da yaklaşık 10^5 kez bir çözünürlük artışına karşittir (Şekil 10).

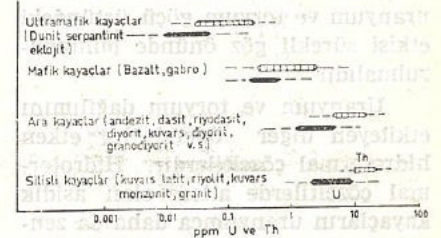


Şekil 10: Toryumun karmaşık oluşturmalarının toriyonit çözünürlüğü üstündeki etkisi. $\Sigma \text{Cl} = 10 \text{ ppm}$, $\Sigma \text{NO}_3 = 2.5 \text{ ppm}$, $\Sigma \text{SO}_4 = 100 \text{ ppm}$, $\Sigma \text{F} = 0.3 \text{ ppm}$, $\Sigma \text{PO}_4 = 0.1 \text{ ppm}$, Σ oksalat = 1 ppm, Σ Sitrat = 0.1 ppm ve Σ EDTA = 0.1 ppm değerleri içeren bir çözeltide ThO_2 yığışımının pH değerlerine göre değişimi (Langmuir, 1980).

YERKABUĞU İÇİNDE RADYOELEMENT BOLLUĞU VE YERSEL YIĞIŞIMLAR

Yerkabuğu içindeki uranyum ve toryum dağılımı oldukça değişikdir. Ancak bu iki elementin kayalık kimyasına bağımlı olarak dağılımı en iyi magmatik kayalarda görülür. Metamorfik ve tortul kayalardaki uranyum ve toryum dağılımını etkileyen çok değişik faktörlerin bulunması nedeni ile magmatik kayalardaki durumu bunlarda görme olanağı yoktur.

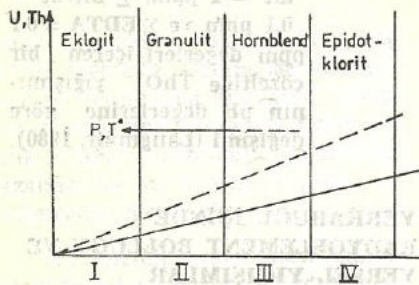
Magmatik kayalardaki uranyum ve toryum yığışimleri bunların kimyasal bileşimleri ile çok yakından ilgilidir. Uranyum ve toryum oranlarının magmatik kayaların daha sonraki üyelerine doğru arttığı görülür (Şekil 11). Bu artış sırasında



Şekil 11: Magmatik kayalar içinde uranyum ve toryum dağılımları (Rogers and Adams, 1969).

uranyum ve toryumun biribiri ile olan ilişkisi kimyasal açıdan benzerliğin iyi bir göstergesidir.

Yerkabuğu içinde bulunan tüm kayaçların uranyum ve toryum miktarları Çizelge 1'deki gibi verilmiştir. Burada kabuğun üst katlarından mantoya değin uranyum ve toryum miktarlarının düşüşü açıktır. Özellikle magmatik kayaların silisyum artışına koşut olarak uranyum ve toryum artışı vardır. Metamorfik kayalardaki değişim ise ilksel kayacın kimyası ve metamorfizma şiddetine bağlıdır (Şekil 12).



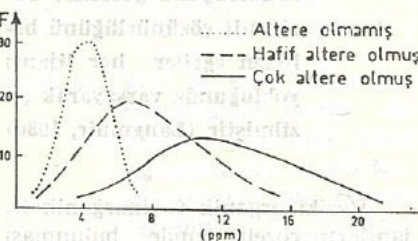
Şekil 12: Değişik metamorfik kayaç fasiyelerinde uranyum ve toryum miktarlarının değişimi (Kostov, 1977).

İlerleyen metamorfik işleyiş sonucu kayaç fasiyesi içindeki uranyum ve toryumun yavaş yavaş kaybolduğu görülür. Yani artan ısı ve basınç altında iki elementin hareket kazandığı düşünülür. İlksel kıtasal kabuğun (protokontinental) granulit fasiyesini karşıladığı değişik yazarlarca önerilmiştir. Bu fasiyes ise uranyumca en fakir olanıdır ve 2 gr/ton uranyum içeren amfibolit yanında ancak 0.7 gr/ton uranyum içerir. Yüksek dereceli granulit fasiyesinde 0.2 gr/ton uranyum bulunmuştur. Böylece metamorfizmanın uranyum ve toryum göçü üstündeki etkisi sürekli göz önünde bulundurulmalıdır.

Uranyum ve toryum dağılımını etkileyen diğer önemli bir etken hidrotermal çözeltilerdir. Hidrotermal çözeltilerde altere olan asidik kayaçların uranyumca daha da zenginleştiği görülür (Şekil 13). Alterasyon şiddeti ile uranyum yığılmasında artış sağlanır. Yüzey koşullarında uranyum göçü ve birikimi Şekil 14'deki gibidir. Buradaki her

Çizelge 1. Kayaçlar içindeki radyoelement bollukları (Gabelman, 1977)

Kimyasal Kayaç Analizi				Veri derlemeleri, Uzunlamlar ve Yorumlar				
Olağan Kayaç	Th ppm (1)	U ppm (1)	K % (3)	Ortalama bolluk		Derinlik (Km)	Yerküre Katmanı	
				K % (3)	U ppm (2)			
Kumtaşı	3.8	1.4	1.8				Tortul örtüsü	
Şeyl	gri <0.01	4.2	4.2		2.68			
Şeyl	karbonlu 11.5	53.0						
Kireçtaşı	1.2	1.9	0.63				Sialik temel kalkanı	Üst Kabuk
Riyolit	19.0	5.0	4.2					
Granit	19.0	3.6	2.75		2.68			
Fonolit								
Nefelin siyenit	17.1	6.5	5.78		3.0 (3)			
Latit, riyodasit					2.4 (3)			
Granodiyorit	11.0		2.53		2.0 (4)			
Metamorfik sialik temel	10.9	3.5	2.66					
Temel amfibolit	5.0	2.3	0.91					
Temel granulit	21.0	0.5			1.67			
Alkali bazalt	4.6	0.99	0.61				Alt kabuk	
Plato bazalt	1.96	0.53	0.61					
Gabro	3.84	0.84	0.58		1.10			
Andezit	1.90	0.79	1.7				Kıtasal kıyı	
Alkali olivin bazalt	3.90	0.53	0.57		0.2			
Toleritik bazalt	0.50	0.14	0.65		0.33		Okyonus kabuk	
Spilit	0.26	0.22						
Amfibolit							Manto üst	manto
Granat granulit								
Eklojit								
Dunit								
Peridotit								
Pirolit (?)					0.11(5)		Manto	Manto başlangıçta ortalama 0.04 ppm U (2)
(1) Rogers ve Adams 1969 a,b					0.0913(2)	400		
(2) Gast, 1968, p.25					0.03(6)			
(3) Ronov ve Yaroshevsky 1969								
(4) Poldervaart, 1955								
(5) Ringwood 1969, p.7								
(6) Clark ve Ringwood, 1964					0.0289(2)			
(7) Lambert ve Heier, 1967					1500	1500		
(8) Lambert ve Heier, 1957; icertiler								



Şekil 13: Hidrotermal alterasyon sonucu uranyumun magmatik kayaçlar içinde zenginleşmesi (Kostov, 1977).

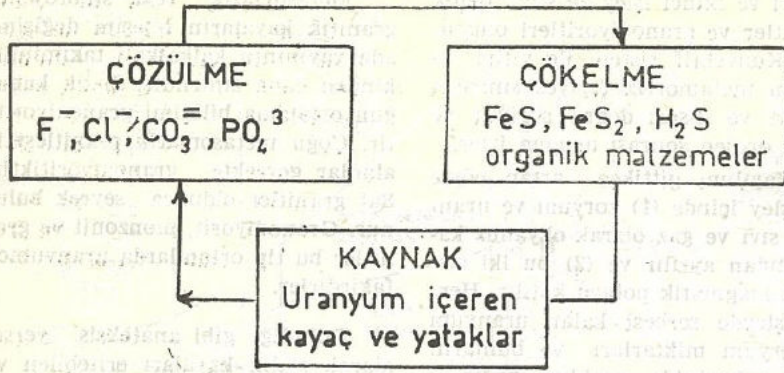
tip uranyum yığılması diğer bir tipin oluşumu için kaynak görevini yapar. Bu göç ve yığılma işlevi sü-

rekli ise, sonunda uranyum yatağı oluşur.

URANYUM VE TORYUMUN YERKABUĞUNUN DEĞİŞİK ORTAMLARINDAKİ GÖÇÜ

Uranyum ve toryumun yerkabuğunun değişik ortamlarındaki göçü, bu bölgelerde görülen tektonik magmatik ve metamorfik olaylar ile çok yakından ilgilidir. Heriki elementin mantodan kabuk içine katılması ve buradan yerkabuğunun üst katlarına doğru taşınması aşağıda verilen ortamlar içinde ayrı ayrı incelenecektir:

- Orojenik Kıta Kıyısı.
- Orojenik Kökü Zonu.



Şekil 14: Uranyumun çözülmesi ve yeniden yığılması (Kos tov, 1977).

- c) Ön Kıta Kıyısı.
- d) Kıta Kıyısı ve Kıta İçi
- e) Okyanus Tabanı.
- a) Orojenik Kıta Kıyısında Uranyum ve Toryum göçü :

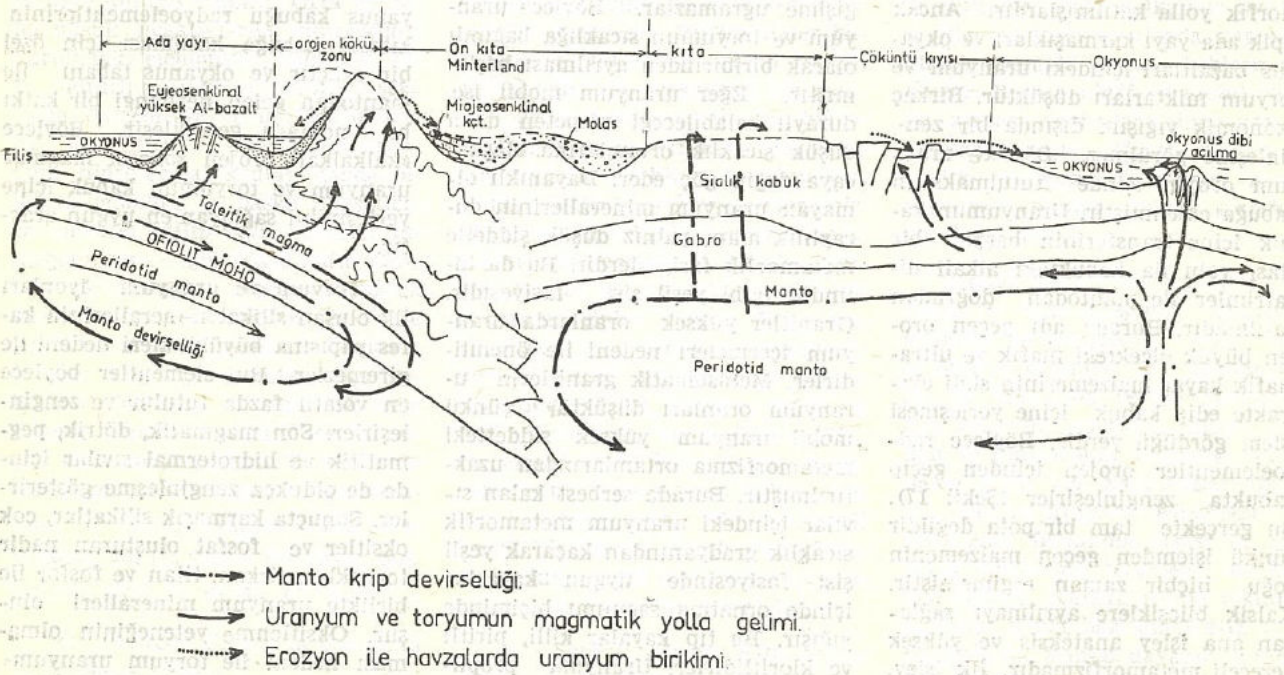
Bilindiği gibi orojenik kıta kıyısı iki ana element içerir. Bunlardan birincisi yitme zonu ikincisi de ada yayıdır.

Yitme zonu pilov bazaltlarınca üstlenmiş transform faylar ve baca (plumes) volkanları ile yersel katkılar sonucu okyonus sirtlarında türemiş ofiyolitler, konveksiyonel akımlar sonucu kıta kabuğunun altına dalar. Bir kıtanın yitme zonunu üstlediği yerde (örneğin Kuzey Ame-

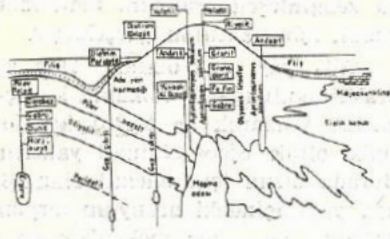
rika da olduğu gibi) dağlar oluşur (Şekil 15). Yitme zonlarındaki okyonus kabuğu kıtasal kabuk altına girerken yukarı bölümlerdeki yüksek ergime yüzdesi nedeni ile nispeten mafik bileşikler oluşur. Ancak bu yitim orojen kökünün geliştiği derinlikte ve daha aşağısında olmuşsa ergiyen kayaç yüzdesi azalır ve yalnız alkalilerin toplandığı bileşim ortaya çıkar. Burada silikat yapısına giremeyen uyumsuz (incompetent) alkali elementler gaz fazında zenginleşirler. Bunun yoğunluğu çevresine kıyasla daha az olduğundan yukarı doğru yükselir ve orojen kökündeki magmalara katılır. Bu kökün içinde ise metamorfizma ve anateksis sonucu oluşmuş

granitler vardır. Böylece gaz fazında zenginleşen uranyum mantodan kabuk içine katılımı gerçekleşir.

Ada yayı asıl olarak filiş ile arakatmanlı mafik volkanik kayalarlardır. Volkanik ve tortul kayalar tipik olarak öjeosenklineali yansıtır. Burada bizim için önemli olan bir ada yayı içindeki uranyum toryum dağılımı ve göç mekanizmasıdır. Ofiyolitler sialik kıtanın veya diğer bir okyanus kabuğunun altında sürüklenmesi sonucu ergimmiş ve sonra da ayrılaşmıştır. Batolitik ve kıvrımlı zonların arkasındaki tabanı üstleyen tortul kayalardan oluşan kıtasal sınır sığ bölgelerde kırılğan kalır ve püskürmeye elverişli kırıkları oluşturur. Bazaltik magma, yükselmesi sırasında kabuk ile kirlendiğinden andezit olarak yüzeye çıkar (Şekil 16). Ada yayındaki sokulum kayaları «hidrotermal veya eksalojenik» cevher yatakları ile birlikte bulunurlar. Uranyumun çürüme ürünleri (decay products) Orta Amerika'da volkanik volatiller içinde bulunmuşlardır ve bilinen değerlerden çok daha yüksektirler (Stoiber ve Rose, 1968). Batı Amerika'daki silisli volkanlar (Riyolitler) 5 ppm uranyum içerirler. Ancak ada yaylarının tipik metal yatakları uranyum ve toryumca fakirdirler. Kalkalkali seriden ayrılaşmış granitler ve mafik volkanit-



Şekil 15: Uranyum ve toryumun jeolojik tarihçesi (Gabelman, 1977, den değiştirilmiştir).



Şekil 16 : Ada yayında uranyum ve toryum dolaşımı (Gabelman, 1977).

ler önemli miktarlarda uranyum içermezler. Uranyum burada yalnız volatil fazda vardır. Daha önceden de belirtildiği uranyumun volatil fazdaki göç etme yeteneği oldukça yüksektir. Genel bir değerlendirme yapıldığında ada yayı uranyumca fakirdir. Uranyum göçü ise çoğunlukla gaz fazında (volatil faz) olur. Geri kalan uranyum ve toryum ise «orojen köküne» ulaşabilmek için dayanıklı mineraller içinde kililli kalır.

b) Orojen Kökü Zonunda Uranyum ve Toryum Göçü :

Kıtasa kabuk içinde zenginleşen uranyum, toryum ve diğer metaller mantodan türemişlerdir. Evrensel ölçekte düşünülürse, bu metaller orojen bölgesinde bulunan sialik kabuk içine magmatik ve metamorfik yolla katılmışlardır. Ancak tipik ada yayı karmaşıkları ve okyanus bazaltları içindeki uranyum ve toryum miktarları düşüktür. Birkaç ekonomik yığılma dışında bir zenginleşme görülmez. Böylece uranyum orojen içinde tutulmaksızın kabuğa eklenmiştir. Uranyumun kabuk içine transferinin başka bir olası yolu da kabuktaki alkali diyatrimler ile mantodan doğrudan katılmadır. Burada adı geçen orojen büyük ölçekteki mafik ve ultramafik kayaç malzemesinin siali ekstrakte edip kabuk içine yerleşmesi işlem gördüğü yerdir. Böylece radyoelementler orojen içinden geçip kabukta zenginleşirler (Şekil 17). Bu gerçekte tam bir pota değildir çünkü işleminden geçen malzemenin çoğu hiçbir zaman ergimemiştir. Kalsik bileşiklere ayrılmayı sağlayan ana işley anateksis ve yüksek dereceli metamorfizmadır. İlk işley, yani anateksis, orojen sonrası gra-

nitleri ve ikinci işley de sinorojenik granitler ve granodiyoritleri oluşturur. Konvektif sistem ile yitim artarken metamorfik fasiyes sınırları yukarı ve dışarı doğru sürülür ve bunu orojen sonrası magma izler.

Yayılmı gittikçe artan böyle bir işley içinde (1) toryum ve uranyum sıvı ve gaz olarak okyanus kabuğundan ayrılır ve (2) bu iki element magmatik potaya katılır. Her iki işleyde serbest kalan uranyum ve toryum miktarları ve bunların göçü çoğunlukla sıcaklığa bağlıdır.

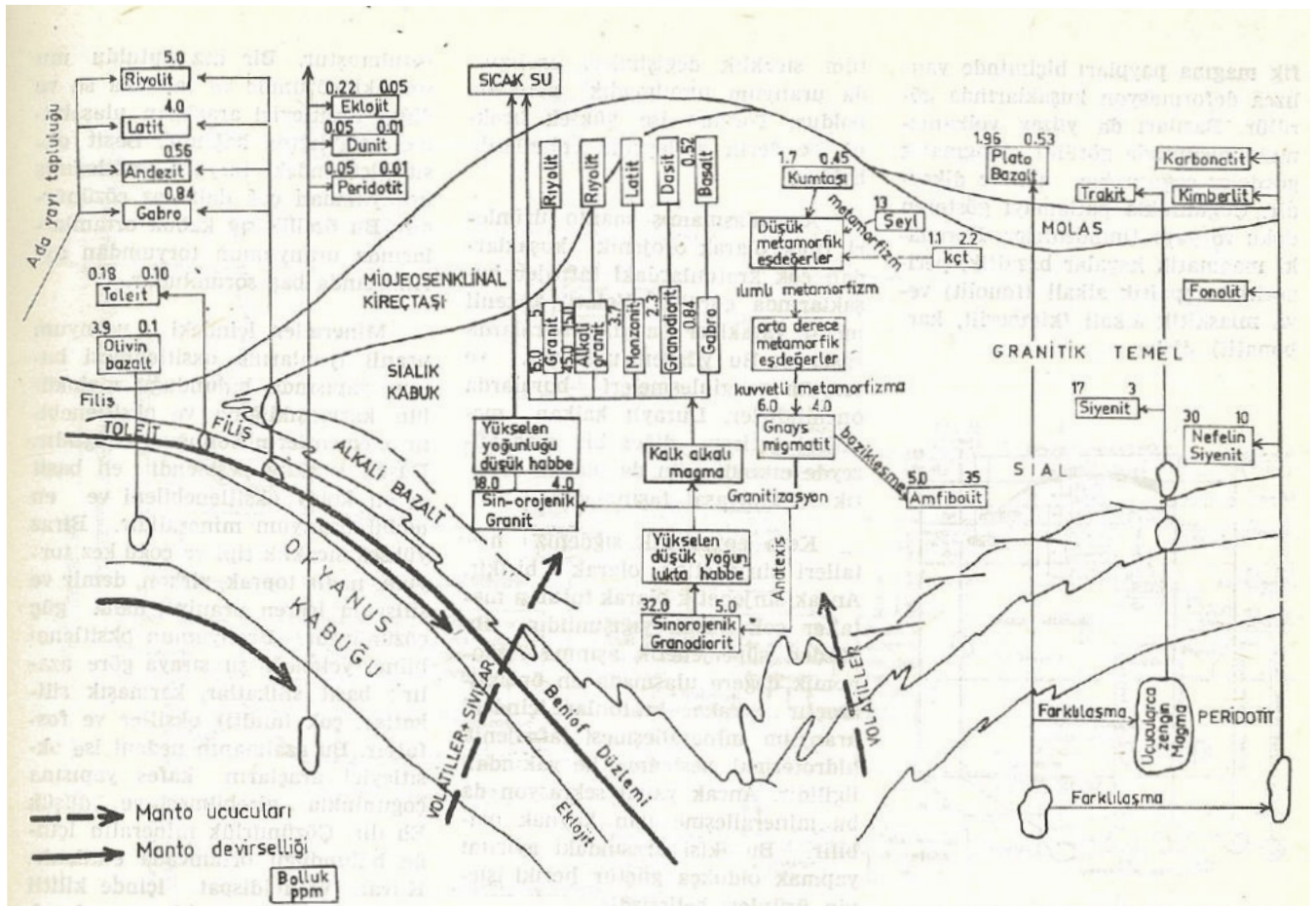
Kıta kabuğu altında yiten okyanus kabuğundan ayrılan ergimiş bölüm sıcaklık gradyanı önünde sürülür. Yitim derinliği ile okyanus kabuğundan ayrılan ergimiş kayaç yüzdesi azalır fakat buna karşı volatil (gaz) miktarında artış görülür. Böylece mineral yapılarına giremeyen uyumsuz elementler gaz fazında yığılır. Bunlar Th, U, K, Na, nadir topraklar v.s. dir. Bu elementler yukarı doğru göç ederek kabuğun yapısına eklenirler. Böylece potamız alkali asal ve diğer cevher elementleri ile zenginleşir. Potayı üstleyen kayalar ve tortullar yalnız basit mobil elementleri serbest bırakırlar. Böylece uranyum mineralleşmesi orojen kökünün yukarı bölümlerinde ve nispeten düşük sıcaklık alanlarında gerçekleşir. Ancak dayanıklı mineraller hiçbir değişime uğramazlar. Böylece uranyum ve toryumun sıcaklığa bağımlı olarak birbirinden ayrılması başlamıştır. Eğer uranyum mobil ise, duraylı kalabileceği nispeten daha düşük sıcaklık ortamlarına ulaşmaya değer göç eder. Dayanıklı olmayan uranyum minerallerinin duraylılık alanı yalnız düşük şiddetle metamorfik fasiyeslerdir. Bu da bilindiği gibi yeşil şist fasiyesidir. Granitler yüksek oranlarda uranyum içermeleri nedeni ile önemlidirler. Metasomatik granitlerin uranyum oranları düşüktür çünkü mobil uranyum yüksek şiddetteki metamorfizma ortamlarından uzaklaştırılmıştır. Burada serbest kalan sıvılar içindeki uranyum metamorfik sıcaklık gradyanından kaçarak yeşil şist fasiyesinde uygun kayaçlar içinde ornatma saçınımcı biçiminde yığılır. Bu tip kayalar killi, piritli ve kloritlidirler. Uranyum propiltleşmiş kayaçlar içinde de yığılır.

Metasomatik veya sinorojenik granitik kayaların bileşim değişimi ada yayınının kalkalkali takımından daha sınırlıdır. Sialik kabuğun ortalama bileşimi granodiyorittir. Çoğu metasomatik granitleşmiş alanlar gerçekte granodiyorittir. Saf granitler oldukça seyrek bulunur. Granodiyorit, monzonit ve granitler bu tip ortamlarda uranyumca fakirdirler.

Bilindiği gibi anateksis yersel olarak sialik kayaları eritebilen ve daha sonraki ergime ile magma oluşturacak kadar yeterli şiddete ulaşmış metamorfizma olarak tanımlanır. Bu magma daha sonra magma odalarını oluşturur. Böylece bölgesel metamorfizmanın kendisi magma üretmez. Bunu anateksis olayı sağlar.

Orojen merkezindeki kaya karışımı okyanus kabuğu ve sialik kabuk bileşimleri arasında dengeleşir ve kalkalkali magma olarak ortaya çıkar. Metamorfizmanın en güçlü olduğu yerde bu tip magmaların orojen kökünde belirmesi her iki metamorfizma ve anateksisin birlikte geliştiği anlamındadır. Orojen sonrası magmalar içinde uranyum ve toryum miktarları metasomatik olanaklardan daha yüksek olmalıdır, çünkü uranyum ve toryum içeren dayanıklı mineraller burada yeniden ergir. Ancak bu magma okyanus kabuğu radyoelementlerinin kıtasal kabuğa katılması için özel bir araçtır ve okyanus tabanı ile mantodan gelen herhangi bir katkı bu noktada gerçekleşir. Böylece «kalkalkali orojen sonrası magma» uranyum ve toryumun kabuk içine yerleşimini sağlayan en uygun araçtır.

Toryum ve uranyum iyonları ilk oluşan silikat minerallerinin kafes yapısına büyüklükleri nedeni ile giremezler. Bu elementler böylece en volatil fazda tutulur ve zenginleşirler. Son magmatik, dötrik, pegmatitik ve hidrotermal sıvılar içinde de oldukça zenginleşme gösterirler. Sonuçta karmaşık silikatlar, çok oksitler ve fosfat oluşturan nadir topraklar, zirkon, titan ve fosfor ile birlikte uranyum mineralleri oluşur. Oksitlenme yeteneğinin olmaması nedeni ile toryum uranyumdan yaklaşık olarak hidrotermal ev-



Şekil 17: Orojenik kök içinde uranyum ve toryum dolaşımı ve bunların mantodan kabuk içine katılması (Gabelman, 1977).

rede ayrılma gösterir (300 - 500°C). Ancak toryum dötrik, pegmatitik ve hidrotermal evrede uranyumla birlikte duraylı olabilir. Orta ve daha düşük sıcaklıklarda indirgenmiş durumdaki elementler, volatiller veya hidratlı halitler ve nitratlar şeklinde bulunurlar ve burada oldukça mobildirler. Oksitlenen uranyum hidrotermal sıvılar içinde oldukça mobildir ve başka bileşiklerce adsorbe edilip veya yeniden indirgeninceye değin böyle kalır. Böylece oksitlenmiş uranyum yüksek mobilitedir ve hidrotermal evre boyunca artarak yığılır. Sonunda bilinen damar ve kumtaşı tipi yatakları oluşturur. Pegmatitik evre önemli oranda uranyum içerir, ancak ekonomik değildir. Buna neden ise pegmatitik sıvıların yayılması ve diğer kayaçları ornatmasıdır. Bu tip sıvılar bir kayaç boşluğuna girer ve orada ayrımlaşır.

c) Ön Kıta Kıyısında Uranyum ve Toryum Göçü:

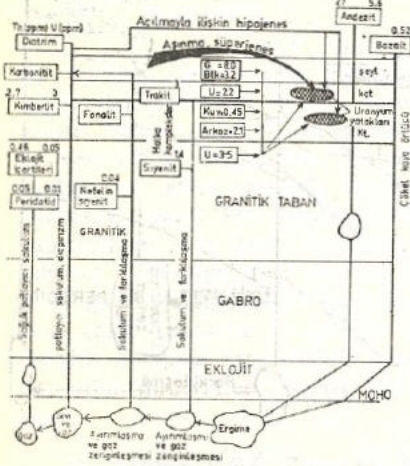
Ön kıta kıyısı çok az kıvrımlanmıştır. Dik faylar, orojen sonrası kalın molas ve teras, magmatik sokulumların azlığı ve zayıf volkanizma ile simgelenir. Bu özellikler hareketli ve yükselmiş orojen kuşağı ile duraylı kıta arasındaki bir menşe görünümünü verir. Bu bölgedeki en önemli tektonik işleyiş geniş bir yayılma (arching) ve çökmedir. Burası kıtasal ortama benzerdir. Metal zonları düşük sıcaklık oluşukları, epijenetik ve tabaka tipidir. Azalan sıcaklık ile parajenetik sıralanma çinko, kurşun, florit, barit, bakır, vanadyum ve uranyumdur. Litolojik denetim son derece önemlidir. Çinko, kurşun, florit ve barit kireçtaşını seçer (Heyl, 1972; Gabelman, 1976 b). Ancak bakır, vanadyum ve uranyum daha çok kumtaşlarını seçer. Eğer hareketli kuşak bir bütün olarak düşünülürse ön kıta mobil elementler için en akılcı son gidiş yeri olmalıdır.

d) Kıta Kıyısı ve Kıta İçinde Uranyum ve Toryum Göçü:

Bir kez kıta oluşumu artık hiç bir mineral oluşumu yer almaz. Ancak bu açıklama tipi bizi yanlış yöle sürükler. Çoğu kalkanlar merkezi bir çekirden etrafında yapılmış birçok duraylı orojen köklerinden oluşur. Bunlar aktif ve mobil olduğu zaman orojenler içinde cevher yatakları oluşur. Böylece yüksek sıcaklık uranyum ve toryum mineralleşmesi bunlar içinde gerçekleşir (Şekil 15).

Kabuk metallerini mobilize edebilen ve mineralleşmeyi sağlayan orojenik ve magmatik işleyişler böylece duraylı ortamlar için yabancıdır ve buralarda cevher yataklarının oluşumu seyrekler. Ancak kalkan ve platformlar tektonik aktiviteden çoğu kez kaçamazlar (Şekil 18). Bunlar nispeten katıdır ve tafrojenik faylanma etkisi ile mozaik biçiminde bireysel bloklara bölünürler. Kalkanlardaki tektonik kuşaklar içinde bazı magmatik olaylar görülür. Bunlar dayklar ve mantodan türemiş mafik veya ultrama-

fik magma payları biçiminde yalnızca deformasyon kuşaklarında görülür. Bazıları da yüzey volkanizması biçiminde görülür. Magmatik gövdeler çoğunlukla dar ve dikeydir. Çoğunlukla patlamayı gösteren doku ve yapı tipindedirler. Buradaki magmatik kayalar bazaltik, peridotitik, agpaitik alkali (fonolit) veya miaskitik alkali (kimberlit, karbonatit) dirler.



Şekil 18: Uranyum ve toryumun kıta içi dolaşımı (Gabelman, 1977).

Peridotidler uranyum ve toryumca son derece fakirdirler ve bunlar tüm volatillerin ayrıldığı bir kalıntıdır. Agpaitik alkali kayalar ise, bazalttan daha ileri derecede ayrılmış sıvı fraksiyonudur. Bu alkalilerce zengin fakat volatillerce fakirdirler. Bunun toryum ve uranyum miktarları peridotitten çok daha yüksektir. Miaskitler ise manto magmasını yansıtan fakat benzerlik gösterdiği agpaitlerden volatillerce daha zengin oluşu ile ayrılır. Magma önemli oranda manto malzemesi taşımaksızın patlayıcı bir biçimde yol alır ve sonunda breşli payton başka hiç bir iz bırakmaz.

Miaskitler içindeki uranyum ve toryum bolluğu, özellikle karbonatitler, aşırı manto distilatlarının bu iki element ve diğerleri için cevher yapıcı sıvılar olduğu düşüncesini destekler. Diapirik veya patlayıcı alkali paylar çoğu kalkanlar içinde gözlenirler. Bunların yaşı Prekambriyen'den Senozoyik'e kadar gider. Bütün bu paylar içinde

tüm sıcaklık değişimleri aralığında uranyum umulmadık derecede boldur. Toryum ise yüksek sıcaklık ve derin yerleşimli olanlarda boldur.

Ayrılaşmamış manto ürünleri tipik olarak orojenik kuşaklardan çok kratonlardaki tafrojen kuşaklarında görülür. Volatil kökenli metal yatakları da yine buralarda raslanır. Bu yüzden uranyum ve toryum zenginleşmeleri buralarda önemlidirler. Duraylı kalkan metalleri getiren diğer bir araç yüzeyde etkindir. Bu da olağan detritik ve kimyasal taşınmadır.

Keza epirojenik sığdeniz metalleri sinjenetik olarak birikir. Ancak sinjenetik olarak tutulan metaller çok düşük yığılımdır. Bu yüzden süperjenetik aşınma ekonomik değere ulaşmada en önemli araçtır. Fakat kratonlar içindeki uranyum mineralleşmesi tafrojenik hidrotermal beslenme ile yakından ilgilidir. Ancak yanal sekresyon da bu mineralleşme için kaynak olabilir. Bu ikisi arasındaki ayrımı yapmak oldukça güçtür heriki işlemin ürünleri belirsizdir.

e) Okyanus Tabanında Uranium ve Toryum Göçü :

Okyanus kabuğunda birçok zayıflık zonları vardır. Bunlardan en bilineni transform faylardır. Manto içindeki volatiller doğal olarak manto koveksiyon hücrelerinin tepesine yakın kubbelerde toplanır. Deniz dibi sırtı zayıflık zonuna rastladığı an okyanus dibine püskürür. Bunlar alkali bazaltlar ve alkali magmanın bazı püskürükleri şeklinde ortaya çıkarlar. Bu magmatik ürünlerle deniz tabanına getirilen uranyumun bir bölümü deniz suyuna karışır.

SIG KABUKTA URANYUM VE TORYUM GÖÇÜ

Doğal koşullarda (25°C, 1 Atm.) uranyum ve toryum göçü yüksek sıcaklıklardakine kıyasla oldukça değişik bir görünüm sunar. Düşük sıcaklıklarda ve az derinlerde indirgen durumda duraylı olması nedeni ile uranyum yerkabuğuna uranus (U⁴⁺) iyonları biçiminde getirilmiştir ve karmaşık silikatlar, çok oksitler veya basit oksitler olarak

tutulmuştur. Bir kez tutuldu mu sonraki çözünme ve taşınma su ve diğer oksitleyici araçların ulaşabilme kolaylığına bağlıdır. Basit oksit biçimindeki toryum oksitlenmiş uranyumdan çok daha az çözünürdür. Bu özellik sıg kabuk ortamlarında uranyumun toryumdan ayrılmasında baş sorumludur.

Mineraller içindeki uranyum uranil iyonlarına oksitlenmesi bunun yapısında bulunduğu molokülün karmaşıklığına ve oksitlenebilir elementlerin bolluğuna bağlıdır. Düşük sıcaklık peşblendleri en basit ve en kolay oksitlenebileni ve en mobil uranyum mineralidir. Biraz yüksek sıcaklık tipi ve çoğu kez toryum, nadir toprak, zirkon, demir ve silisyum içeren uraninit daha güç çözünürdür. Uranyumun oksitlenebilme yeteneği şu sıraya göre azalır: basit silikatlar, karmaşık silikatlar, çok (multi) oksitler ve fosfatlar. Bu azalmanın nedeni ise oksitleyici araçların kafes yapısına çoğunlukla girebilmesi ve düşük Eh dir. Çözünürlük mineralin içinde bulunduğu ortamcanda etkilenir. Kuvars ve feldispat içinde kilittli zirkon taneleri zırhlanmış olarak düşünülür.

Yüzey sularının gidebileceği en son yer okyanustur. Yeraltı suları ise kapalı tortul havzalarına veya denizlere boşalır. Çözünmüş durumdaki +6 değerli uranyum yığışımı 20 ppb den (Uranyum mineralleşme alanı) 1.5 ppm (Kolorado plato tatlı yeraltı suyu) ve 0.3 ppb (Illinois tatlı yeraltı suyu) ye kadar değişim gösterir. Böylece tatlı sular da ulaşılabilen en az uranyum yığışımı, 1-3.5 ppb uranyum içeren güncel okyanuslardan çok daha düşüktür. Diğer önemli ve ilginç bir durum ise granitik ve tüflü bölgelerdeki uranyum yığışımaları (Idaho batoliti 6 ppm U) kumtaşları içindeki yeraltı sularının uranyum miktarlarından daha düşüktür. Örneğin Baltık bölgesindeki magmatiklerden gelen drenaj 0.5 ppb uranyum içerirken, tortul bölgeden gelen drenaj içinde 1.13 ppb uranyum bulunmuştur. Böylece en azından granitten başka bağımsız bir kaynağın varlığı düşünülmelidir. Herhangi bir kaynaktan yıkanan uranyum, kaynağa kıyasla çok daha seyreklettir. Eğer uygun koşullar

URANYUM VE TORYUMUN TEKTONİK GÖÇÜ

Uranyum tektonik yerleşimi ve bunun jeokronolojideki yeri Şekil 20'deki gibi gösterilmiştir. Görüldüğü gibi Afebyenin ortalarına kadar uranyum ve toryumun hidrojenik yolla göçü söz konusu değildir. Detritik yolla göç sonucu ilk uranyum yatakları oluşmuştur (Elliot Lake, Kanada; Witwatersrand, Güneş Afrika). Ancak Arkean'ın sonlarına doğru gerçekleşen Kenoran dağ oluşumu ile uranyum ve toryum ilk kez mantodan büyük çapta ekstrakte edilmiştir. Bu oluşum sırasında yaygın migmatitleşme ve granitleşme görülür.

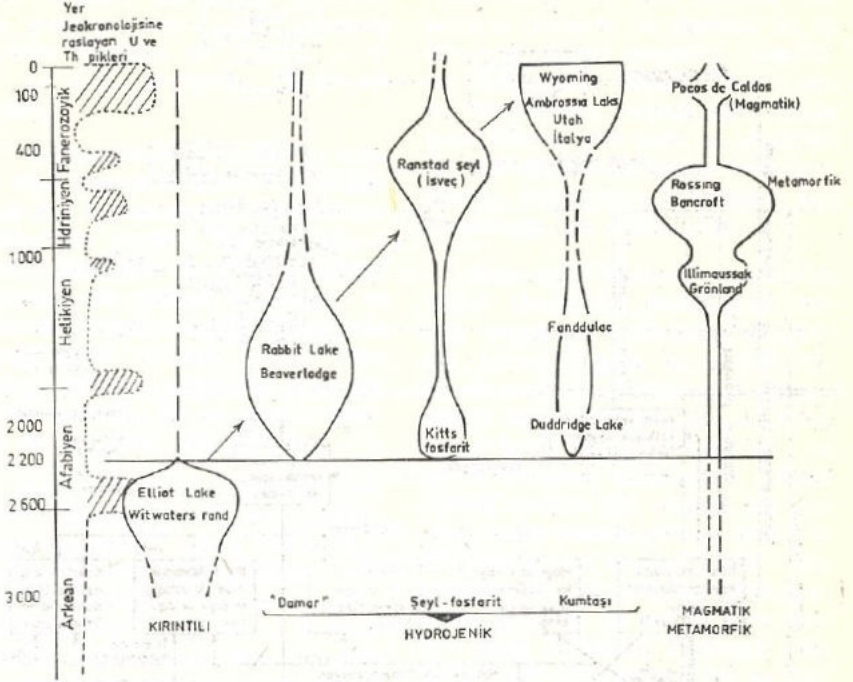
Yaklaşık 2200-1800 milyon yıl arasında uranyumun hidrotermal çözeltiler içinde taşınması ile bazı önemli yatakların oluştuğu gözlenir (Rabbit Lake, Kanada; Jakobina; Brezilya). Bunlar önemli post-magmatik yataklardır. 2200-2000 milyon yılı karşılayan önemli şeyl yatakları ise sıgfasıyes metasedimentleri içinde bulunmuştur. Yeşil şist amfibolit fasiyesinde metamorfize olmuştur. Kumtaşları içinde oluşanlar ise metamorfize olmuş biyotit şistler içindeki uraninit şeklindedir.

Üçüncü büyük uranyum göçü ye yığışımı Palezoik şeylleri içinde görülür. Bunlar Chatanoogo (ABD) ve Alumn şeylleri (İsveç) dir. Rezerv açısından çok zengin ancak düşük tenörlüdürler. Okyanussal göç bu oluşumlarda en önemli etkidir.

Dördüncü büyük uranyum göçü ve yığışımı soğuk yeraltı sularının taşıma ve biriktirmesi sonucu gerçekleşmiştir. Birikim yerleri fultiyal kumtaşları ve konglomeralarıdır. Bu Mesozoyik ve Tersiyerde görülür.

AVRUPANIN HAREKETLİ KUŞAKLARINDA URANYUMUN TEKTONİK YERLEŞİMİ

Avrupa tektonizmasının çekirdeği daima Baltık kalkanı ve bunun uzantısı olan Rusya platformu olmuştur. Kaledoniyen, Hersiyen, Pirenik, Alpin ve Apenin tektonik evrimleri önemlidirler ve birbirlerine eklenmişlerdir. Bu olay ya aynı bölgenin bir veya birkaç kez deği-



Şekil 20: Uranyum ve toryumun jeolojik devirler boyunca gösterdiği genetik zenginleşme tipleri (McMillan, 1977).

şik evredeki tektonizması ile etkilendiği veya önceki tektonik birime sonraki tektonik birimin yamanması biçiminde olmuştur (Şekil 21). Bunların herbiri bir ön kıvrım zonu ve/veya metamorfizma ve ana-tektize olmuş bir karmaşığı içerir. Tafrojenik yapılar belki de her dağ oluşumundan sonra gelişmiş fakat sonradan gelen sıkıştırmalar sonucu yok edilmişlerdir. Çoğu tafrojenik görünümler en geç sıkıştırma-dan sonra olanlardır. Önemli olan ikinci tektonik görünüm ise yanal atımlı faylardır ve bunlar kıta parçalarını kırar ve hareket ettirirler (Şekil 22).

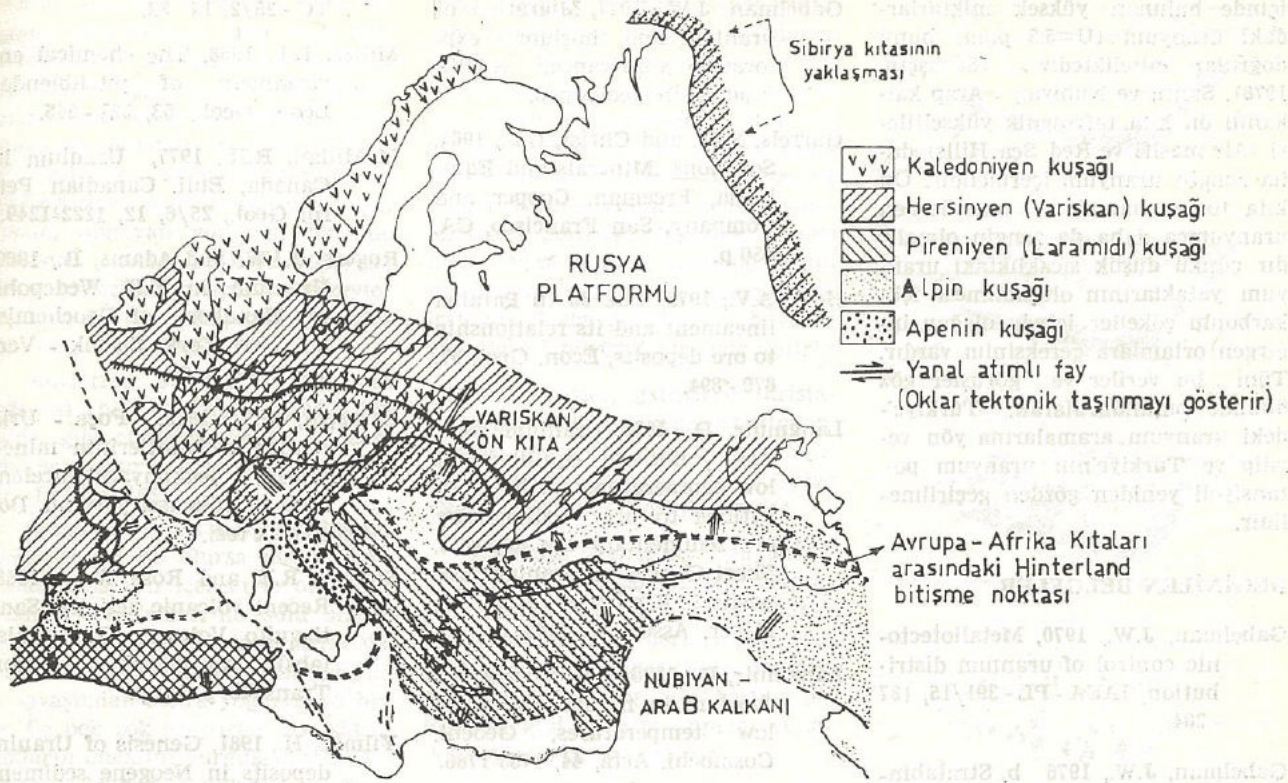
Orta Avrupa, Baltık Kalkanına doğru yönelmiş süksesif veya aşmalı kuşaklardan oluşur. Ancak Alp kuşağı Güneyde Arap - Nubiyen kalkanı, Kuzeyde ise Baltık - Rusya kalkanına doğru gönlenmiştir. Kretase - Eosen devrinde Meseta bloğu Güneye doğru kayarken çevrede bazı hareketli kuşakların geliştiği görülür. Atlas kuşağı ise Sahra kalkanının Kuzey kıyısına karşı oluşum gösterdi. Bu sırada önemli bir okyanus belki de Afrika'yı Avrupa'dan ayırıyordu.

Tersiyerin ortalarına doğru Akdeniz Okyanus havzası mantoya ka-

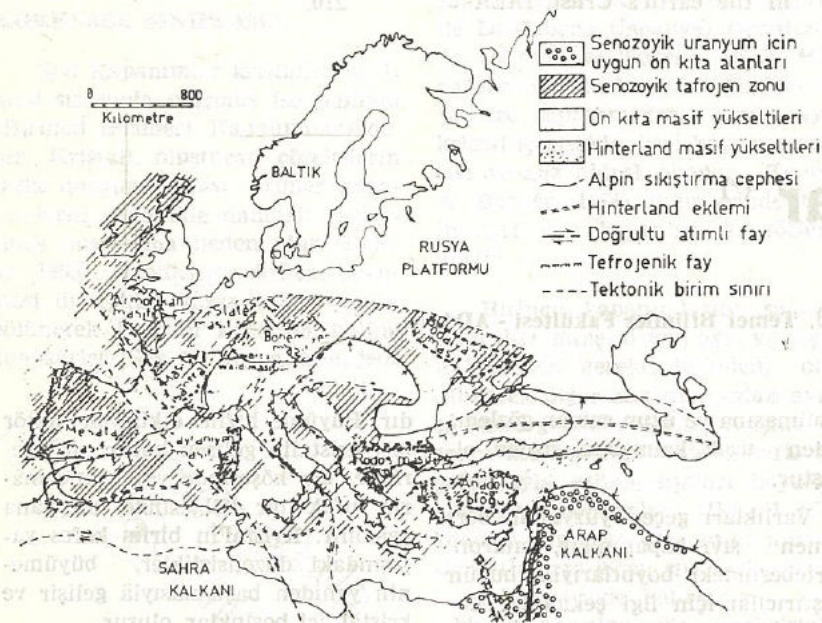
dar inen yanal atımlı faylar boyunca blokların farklı hareketi ile kapandı. Batı Afrika ve Avrupa hinterland'lerinin yer yer eklenmesine neden olacak biçimde Avrupa içine doğru itildi. En göze batan ön kıta tafrojenik birimleri Germeonik tipte masif yükseltiller olarak görülür. Mineralleşme sıcaklık gradyanları her ön kıtaya doğru azalma gösterirler. Daha önceki evrede oluşan düşük sıcaklık mineral yatakları daha sonra gelen dağ oluşumu ile ön kıtalara doğru sürülür veya ardülke içinde tafrojenik yolla getirilirler. Uranyum böylece çok ön kıta kıyısı boyunca yığılmıştır.

Kaledoniyen orojenezi ile İskandinavya ön kıtasında yerleşen uranyum yalnızca yüzeysel yıkama ile yerinde edilmiş olabilir. Ancak orta Avrupa'daki Kaledoniyen uranyumu Hersiyen orojenezi ile yeniden hareket kazanmış ve Kuzey Avrupa'ya doğru hareket etmiştir.

Alpin kuşağı Kaledoniyen ve Hersiyen dağ kuşağında olduğu gibi şiddetli ve yaygın bir metamorfizma ve magmatik gelişim göstermez. En iyi mineralleşme en derin ve şiddetli orojenik gelişme birlikte bulunur. Orojen şiddeti arttıkça mineral bolluğu ve çeşitliliği de ar-



Şekil 21: Avrupa ve Yakın Asya'nın Fanerozoik hareketli kuşakları (Gabelman, 1970).



Şekil 22: Avrupa'nın yanıl atımlı Alpin ana fayları ve tafrojenik özellikleri.

tar. Uranyum ve toryum miktarları da alkali serilerdeki en yüksek magmatik aktivite ile orantılı olarak artar. Böylece Alpin kuşağının mineral bolluğu ve mineral yatak-

ları açısından Kaledoniyen ve Hersinyen kuşağı kadar verimli olması düşünülemez. Avrupa Kıta Kıyısındaki masifler Mesata, Armorikan, Central, Schwartzwald, Slate, Bo-

hemiyen ve Podoliyen dir. Balkanlardaki Rodop masifi ile Türkiye'deki Menderes masifi Pirenik hareketli kuşağının ortasında veya hinterland bölümünde oluşur. Bunlar metalojenik gradyanın ortasında bir yerde oluşacaktır ve ön kıta masiflerinden daha az uranyum içereceklerdir. Bu gerçekten de böyledir. Herikisi jeolojik olarak kabaca birbirine benzerdir ve orta boyda birçok yataklar içerirler. Bununla birlikte 1 ppm den daha düşük uranyum kapsarlar. Böylece Menderes metamorfik masifinin hem orojenik kuşağın ortasında ve hem de tüm orojenesin düşük şiddette olması nedeni ile verimli uranyum yatağı bulmak oldukça güçtür. Ancak orojenesten sonra gelişen tafrojenik hareketlerin doğrudan doğruya mantodan taşımış olabileceği uranyumun küçük veya en iyimser düşünce ile orta boy yatakları oluşturması olasıdır. Menderes masifinde Tersiyerde oldukça gelişmiş bir tafrojenik hareket vardır ve bu açılma faylarının uranyumun mantodan doğrudan getirmesi olasıdır. Batı Anadolu'daki graben fayları boyunca görülen kalkalkali kayalar

içinde bulunan yüksek miktarlardaki uranyum (U=5.5 ppm) bunu doğrular niteliktedir (Savaşçın, 1978). Sahra ve Nubiyan - Arap kalcanın ön kıta tafrojenik yükseltileri (Air masifi ve Red Sea Hills) daha zengin uranyum içermelidir. Ön kıta tortul havzaları masiflerden uranyumca daha da zengin olmalıdır çünkü düşük sıcaklıktaki uranyum yataklarının oluşabilmesi için karbonlu çökeller içinde olağan indirgen ortamlara gereksinim vardır. Tüm bu veriler ve görüşler göz önünde bulundurularak Türkiye'deki uranyum aramalarına yön verilip ve Türkiye'nin uranyum potansiyeli yeniden gözden geçirilmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Gabelman, J.W., 1970, Metallotectonic control of uranium distribution, IAEA - PL - 391/15, 187 - 204.
- Gabelman, J.W., 1976 b, Stratabinding mineralization processes, in K.H. Wolf, ed, Handbook of stratabound and stratiform are deposits, 4, 31 - 74.

- Gabelman, J.W., 1977, Migration of uranium and thorium - exploration sinificance, AAPG, Studies in geology 3.
- Garrels, R.M. and Christ, C.L., 1965, Solutions, Minerals and Equilibria, Freeman, Cooper and Company, San Francisco, CA, 450 p.
- Heyl, A.V., 1972, The 38 th Parallel lineament and its relationship to ore deposits, Econ. Geol, 67, 879 - 894.
- Langmuir, D., 1978, Uranium solution - mineral equilibria at low temperatures with applications to ore sedimentary ore deposits. Short Course in Uranium Deposits, Kimberley M.M. ed, Miner. Associ. Canada.
- Langmuir, D., 1980, The mobility of thorium in natural waters at low temperatures, Geochi. Cosmochi. Acta, 44, 1753-1766.
- Kostov, I., 1977, Crystallochemical differantiation and localization of uranium ore deposits in the earth's Crust, IAEA -

TC - 25/2, 15 - 33.

- Miller, L.J., 1958, The chemical environment of pitchblende, Econ. Geol., 53, 521 - 545.
- McMillan, R.H., 1977, Uranium in Canada, Bull. Canadian Petrol Geol., 25/6, 12, 1222-1249.
- Rogers, J.J.W. and Adams, R., 1969, Uranium in K.K. Wedepohl, ed, Handbook of Geochemistry, New York, Sprink - Verlag, 2/92, p. 50.
- Savaşçın, M.Y., 1978, Foça - Urla Neojen volkanitlerinin mineralojik - jeokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu, Doçentlik tezi.
- Stoiber, R.E. and Rose W.I., 1968, Recent volcanic activity, Santiaguito Volcano, Guatemala (abs), Am Geophys. Union Trans, 49, p. 362 p.
- Yılmaz, H., 1981, Genesis of Uranium deposits in Neogene sedimentary rocks overlying the Menderes metamorphic massif Turkey, Chem. Geol, 31, 185 - 210.

Sıvı Kapanımlar (*)

Servet YAMAN

Ç.Ü. Temel Bilimler Fakültesi - ADANA

GİRİŞ

Sıvı Kapanımlar üzerine yapılan ilk gözlemler, polarizan mikroskobun kayaç incelemelerinde kullanılmasıyla başlar. Sorby, «Kristallerin Optik Yapısı» adlı eserinde, (Roedder, 1958'den) sıvı kapanımların önemini ilk defa vurgulamıştır. Dolayısıyla bu buluş ona aittir. Ancak petrografik ince kesitlerin hazırlanması için geliştirilen bu yöntemler, kapanımların çoğu kez

bozulmasına ve uzun zaman gözlemlerden uzak kalmasına neden olmuştur.

Varlıkları geçen yüzyıldan beri bilinen sıvı kapanımlar, mikron mertebesindeki boyutlarıyla, bugün araştırmacılar için ilgi çekici bir konu olmaktadır.

Kristalleşmiş maddeler; kristalleşme süreci içerisinde, oluştukları ortamın şartlarını yansıtan, büyüme düzensizliklerini de kapsarlar. Kristal büyümesinin, herhangi bir nedenle durması, yön değiştirmesi veya yavaşlaması, kristalleşme sürecinde sık sık rastlanan bir olay-

dır. Büyüme hızını etkileyen faktörler; kristalin gelişen bütün yüzeylerinde, bir köşesinde veya bir kenarın ufak bir bölgesinde, meydana gelebilir. Kristal'in birim kafes yapısındaki düzensizlikler, büyümenin yeniden başlamasıyla gelişir ve kristal içi boşluklar oluşur.

Sentetik ve doğal kristaller üzerinde yapılan çalışmalarda; kapanımların, en çok dandiritik (dalsı) bir şekilde hızlı büyüme gösteren kristallerde oluştukları gözlenmiştir (Roedder, 1967).

Büyümenin duraklaması, yeni faktörlerin ortaya çıktığı başka bir

(*) 16-20 Kasım 1981 T.J.K. Yer kimyası konferans haftasında sunulmuştur.