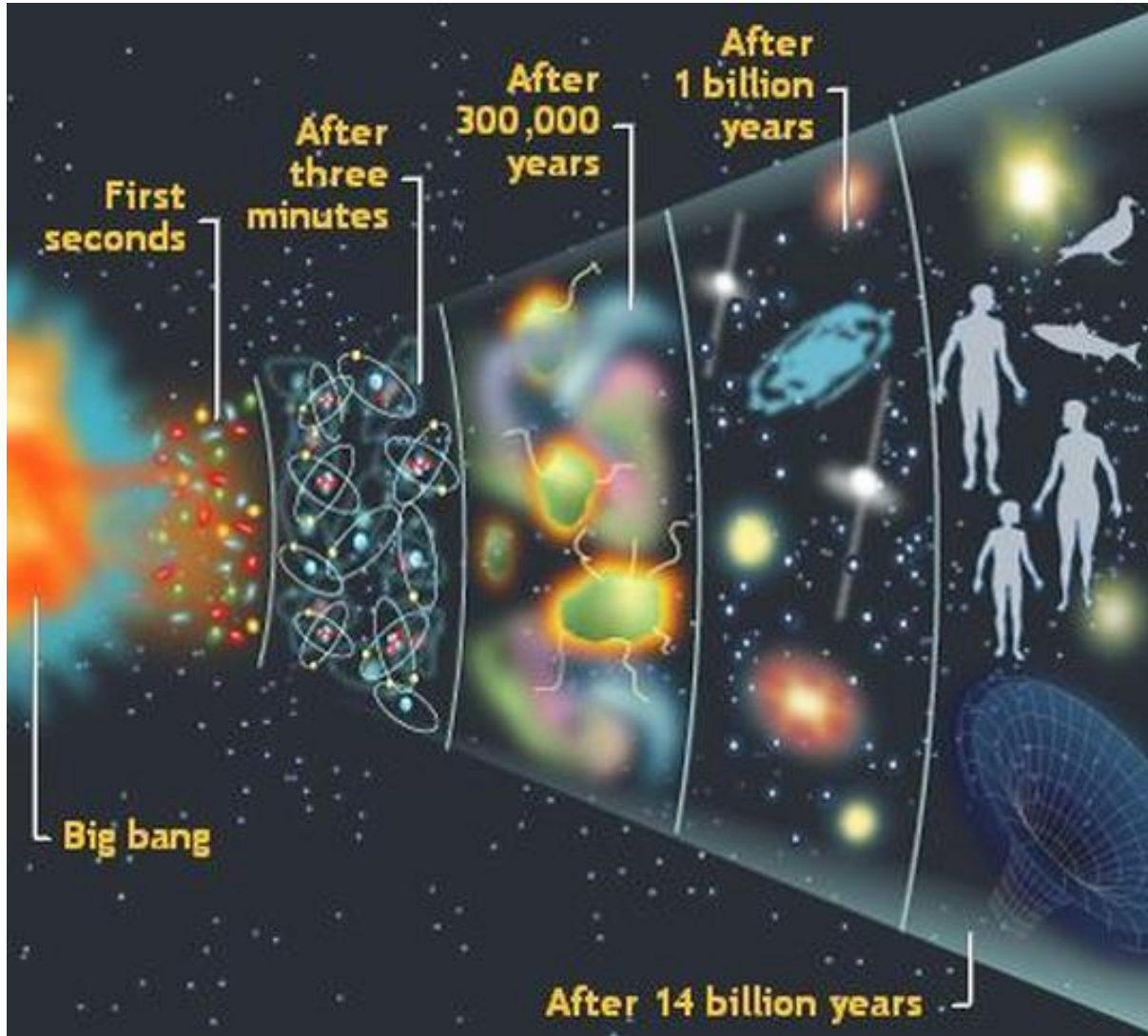


MİNERAL VE KAYAÇ JEOKİMYASI

EVREN NASIL ORTAYA ÇIKTI?



10⁻⁴³ seconds
Temperature 10³²K
Gravity emerges

10⁻³⁵ seconds
Temperature 10²⁸K
Inflation era

10⁻⁴ seconds
Temperature 10¹³K
Antimatter disappears

THERMAL EQUILIBRIUM ERA

10⁻² seconds
10¹¹K

Equal numbers of protons and neutrons



1 billion photons for every proton or neutron



Proton	Neutron	Antineutrino
Electron	Neutrino	Positron

HYDROGEN ERA

1 second
10¹⁰K



6 protons for every neutron

HELIUM ERA

100 - 300 seconds
100,000 K

Tritium decays with half-life of 12 years, so very little survives

Almost 25% of visible universe is helium; 75% is hydrogen plus some tritium

Lithium-7 + photons → Helium-4

Helium-3 + Helium-4 → Beryllium-7 + photons

Beryllium-7 + neutron → Lithium-7

Helium-4 + Helium-4 → Helium-4 + Helium-4

Helium-4 + Helium-4 → Helium-4 + Helium-4

Helium-4 + Helium-4 → Helium-4 + Helium-4

DEUTERIUM ERA

100 seconds
10⁹K



7 protons for every neutron

380,000 years
Atoms form.
Cosmic microwave background permeates universe

100 - 200 million years
First stars form

THE BIG BANG

Şişme

GALAKSİ EVRİMİ
Devam ediyor

İLK YILDIZLAR
Büyük Patlamadan
400 milyon yıl sonra

DARK ENERGY ?

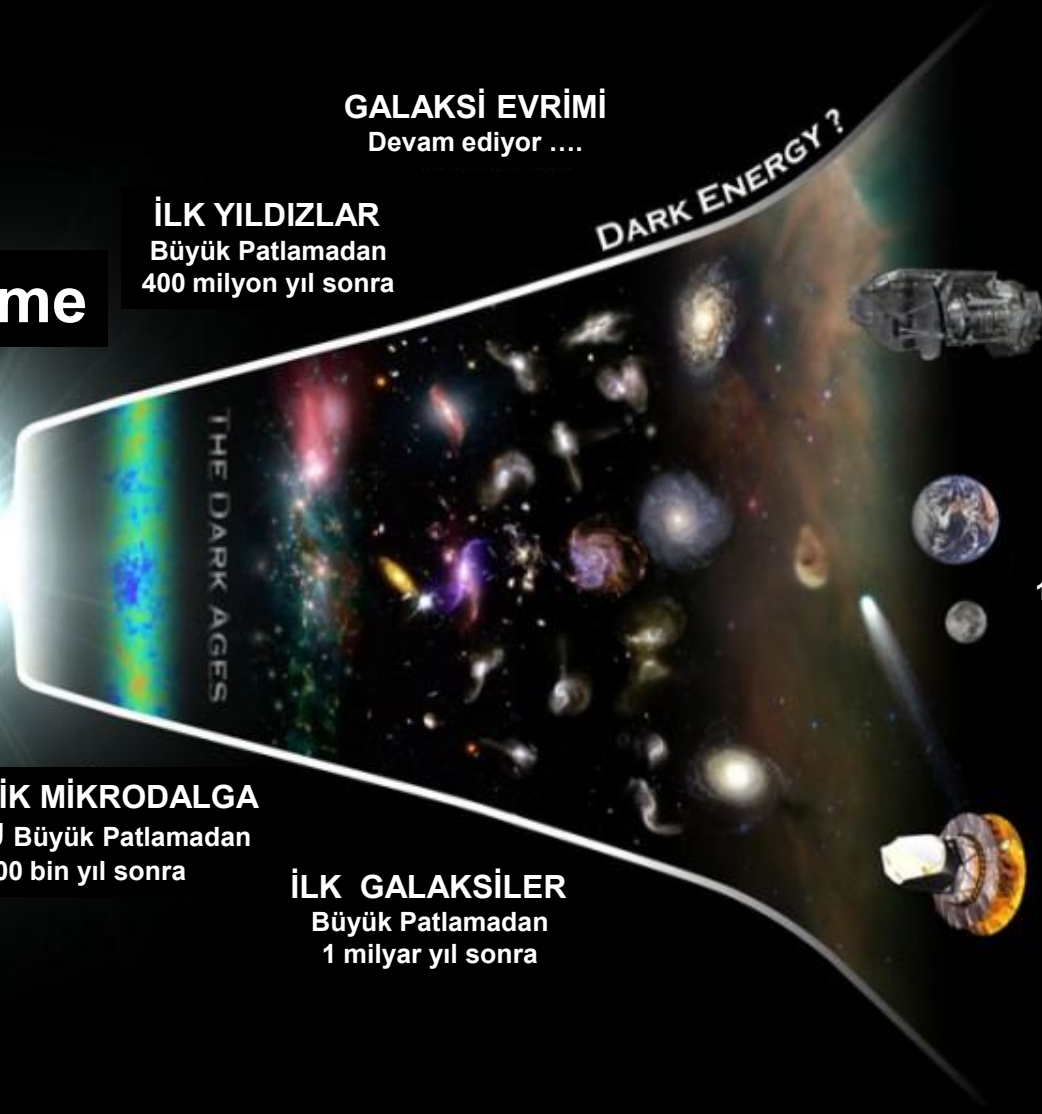
THE DARK AGES

**KOZMİK MİKRODALGA
FONU** Büyük Patlamadan
400 bin yıl sonra

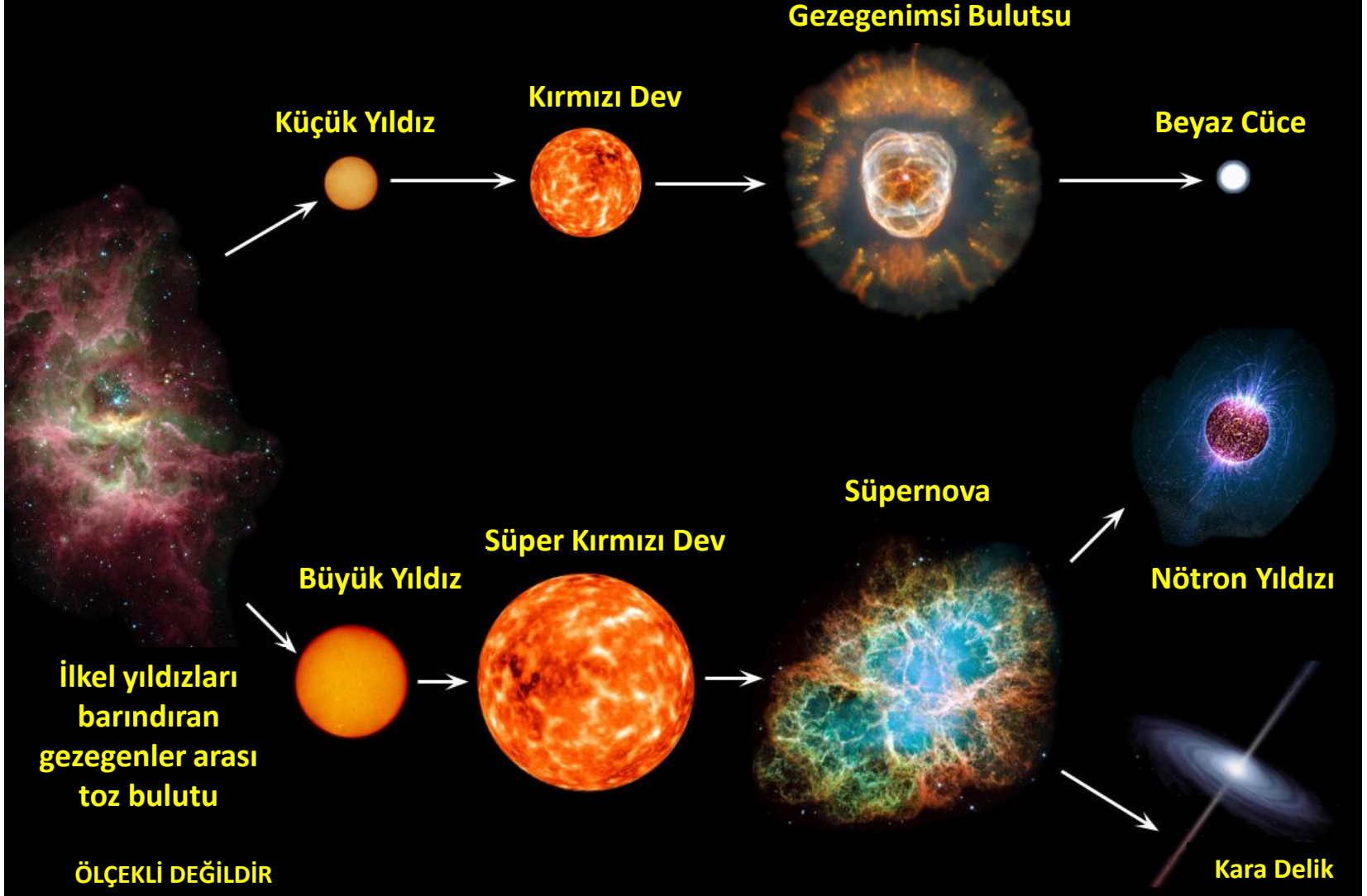
İLK GALAKSİLER
Büyük Patlamadan
1 milyar yıl sonra

GÜNÜMÜZ !
Büyük Patlamadan
13,7 milyar yıl sonra

GÜNEŞ SİSTEMİNİN OLUŞUMU
Büyük Patlamadan
8,7 milyar yıl sonra



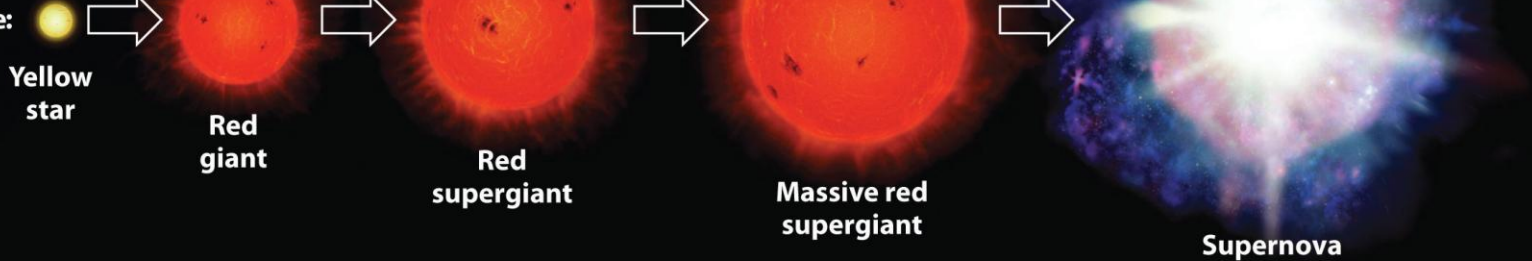
YILDIZLARIN EVRİMİ



Bir yıldızın yaşamı

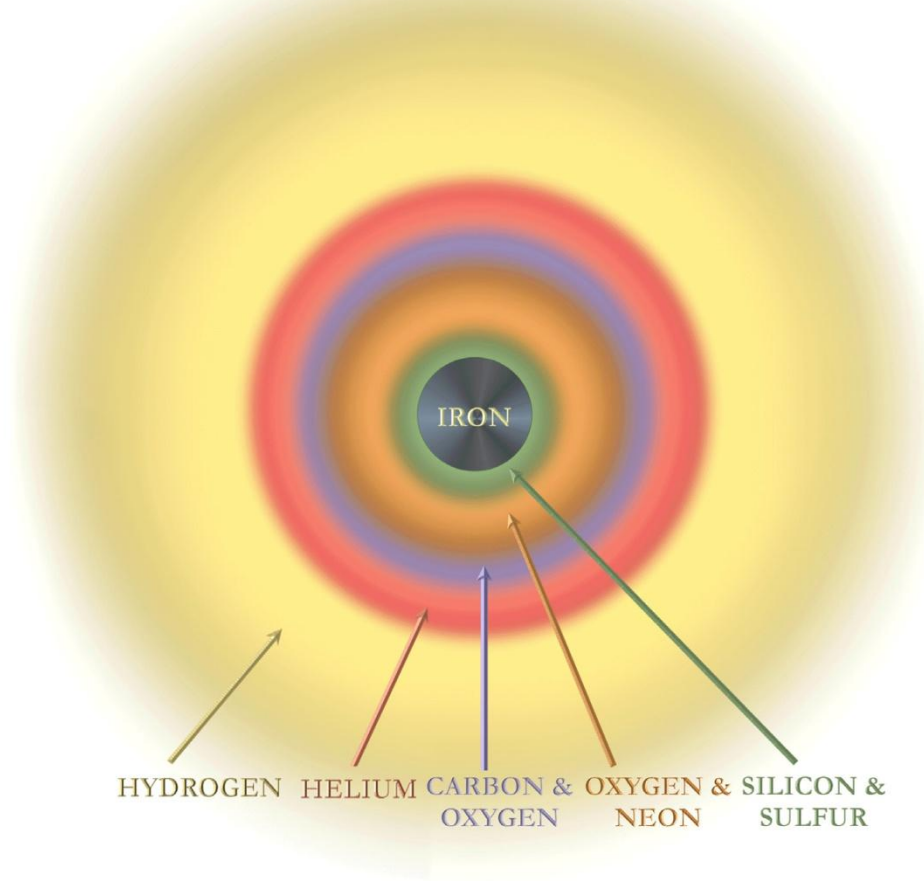
Element sentezi

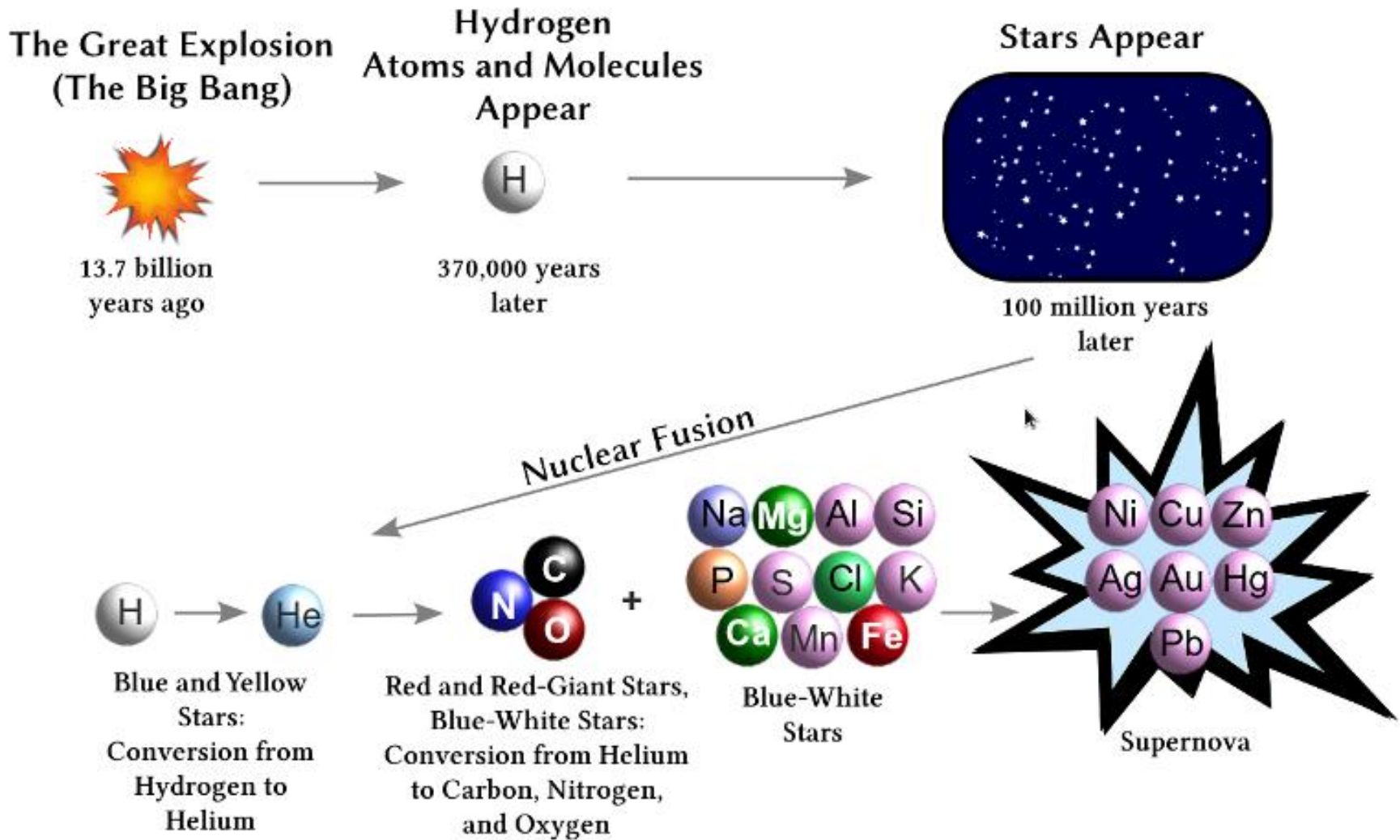
Stages in star lifetime:



Core Temperature:	1.5×10^7 K	2×10^8 K	7×10^8 K	3×10^9 K	1×10^{11} K
Primary Nuclear Reaction:	^1H fusion	^4He fusion	$^4\text{He} + ^{12}\text{C}$ $^{12}\text{C} + ^{12}\text{C}$ $^{12}\text{C} + ^{16}\text{O}$	Proton–neutron exchange reactions	Multiple neutron captures
Elements Formed:	He	C, O, Ne, Mg	Na, Si, S, Ar, Ca	Fe, Ni	Elements with $Z > 28$

SÜPERNOVA ÖNCESİ YILDIZ GÖRÜNTÜSÜ





The Great Explosion (The Big Bang)



13.7 billion years ago

Hydrogen Atoms and Molecules Appear



370,000 years later

Stars Appear



100 million years later

Nuclear Fusion



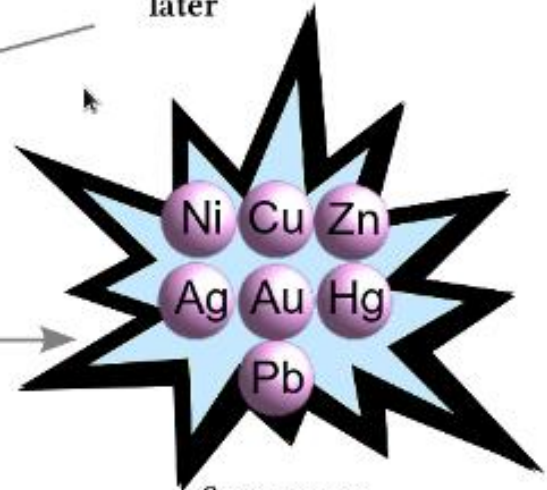
Blue and Yellow Stars:
Conversion from Hydrogen to Helium



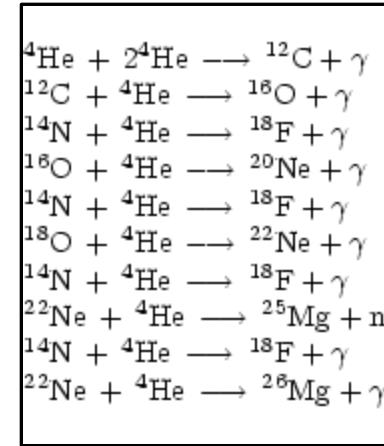
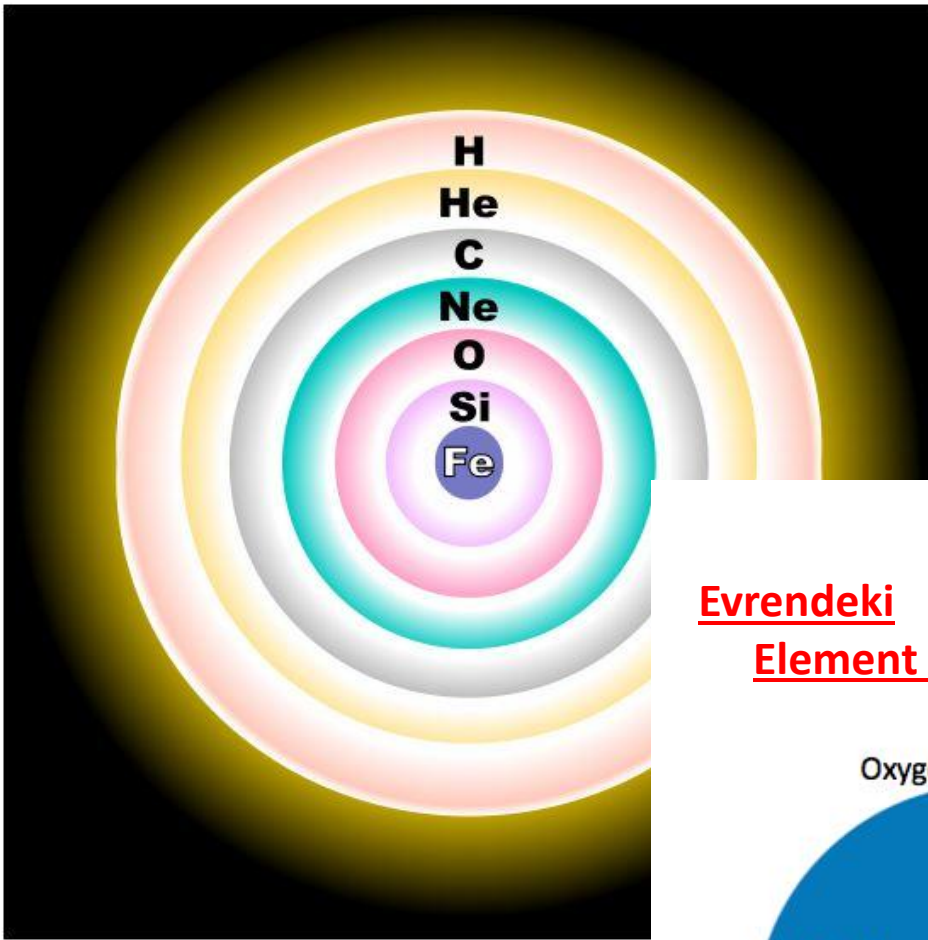
Red and Red-Giant Stars, Blue-White Stars:
Conversion from Helium to Carbon, Nitrogen, and Oxygen



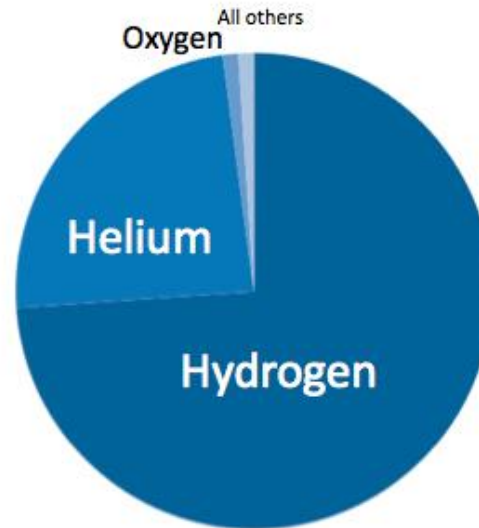
Blue-White Stars



Supernova



Evrendeki
Element Bolluğu

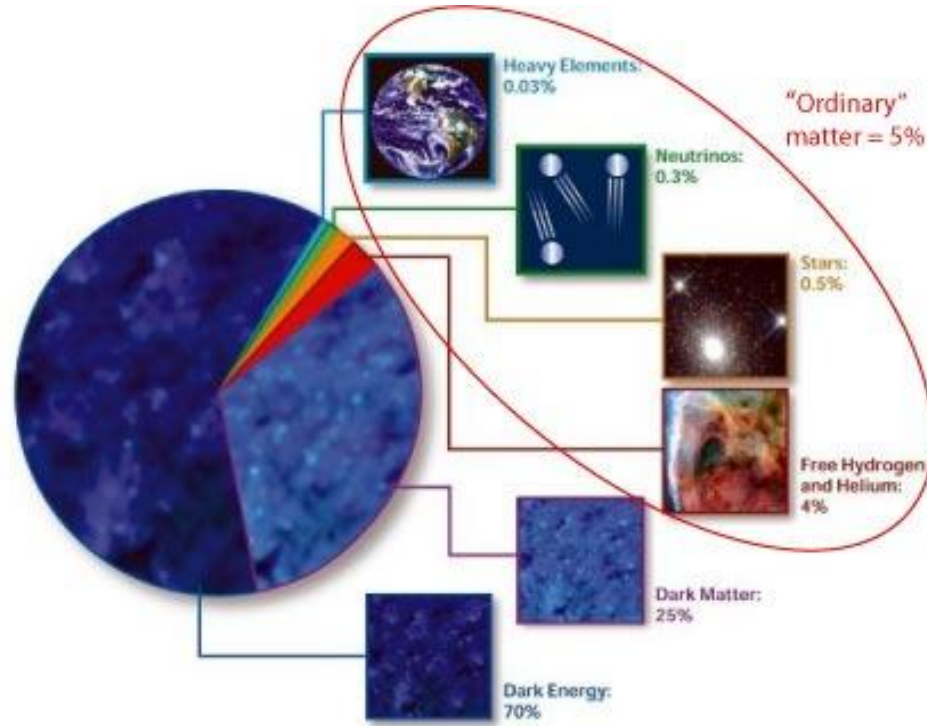


Büyük Patlamadan hemen sonra "Periyodik Tablo"

1 H Hydrogen	2 He Helium
3 Li Lithium	4 Be Beryllium

ELEMENT SENTEZİ

Günümüzdeki "Periyodik Tablo"



Evrenin Bileşimi

Güneş Bulutsusu (Solar Nebula)



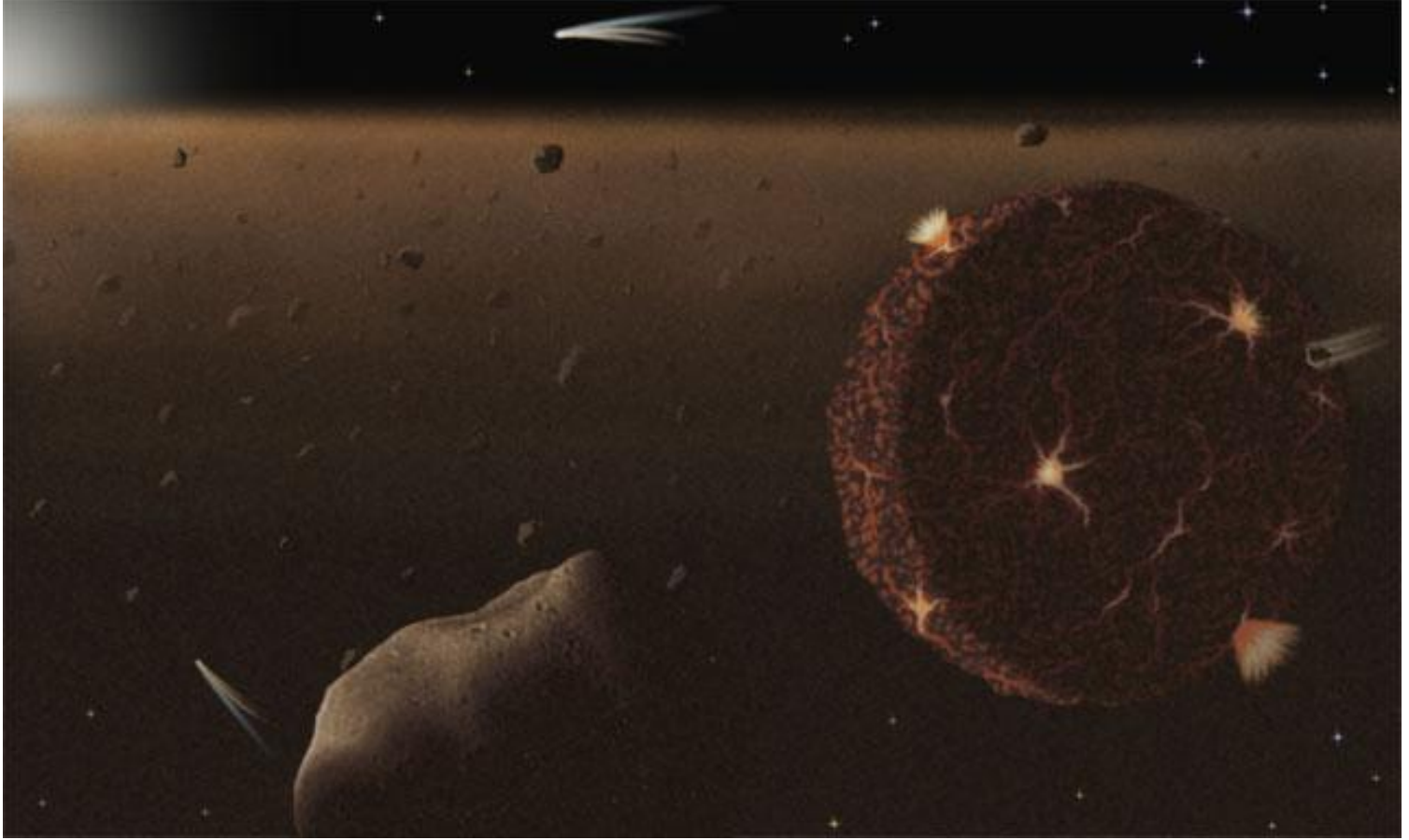
Güneş sistemimiz “Moleküler Bulut” adı verilen yıldızlararası toz ve hidrojen gazı yığılması içinde oluşmuştur. Bu bulut kendi çekimi altında büzölmüş ve ilkel Güneş bu sıcak-yoğun gaz topunun merkezinde filizlenmiştir. Bulutun geri kalanı “Güneş Bulutsusu” olarak bilinen türbölanslı bir disk oluşturmuştur.

Gezenimsi yapılar



Güneş Bulutsusu içindeki toz ve buz partikülleri nadiren birbirleri ile çarpışmışlar ve böylece birleşmişlerdir. “Yığışım” olarak adlandırılan bu işlev ile, söz konusu mikroskobik partiküller nihayetinde boyutları birkaç km kadar olabilen gezegenimsileri oluşturmuşlardır. Güneş Bulutsusunun sıcak merkezi kısmındaki gezegenimsiler genellikle silikat ve metalden meydana gelmektedir. Bulutsunun nispeten soğuk olan dış kısmında ise su buzunu en baskın bileşendir.

Güneş sistemindeki iç gezegenler



Gezegenimsiler diğer gezegenimsilerin hareketlerini etkileyecek ölçüde yüksek kütle çekimine sahiptirler. Bu da çarpma sıklığını arttırmış ve böylece iri gövdeli olanlar daha hızlı şekilde büyümüşlerdir. Nihayetinde, bulutsu bölgesi embriyo gezegenler olarak adlandırılabilen büyük gök cisimlerinin hakimiyeti altına girmiştir. Çarpma ve yığılma işlevleri geride 4 büyük gövde kalana kadar sürmüştür – Merkür, Venüs, Yerküre ve Mars.... (Güneş Sisteminin İç Gezegenleri)

Asteroitler



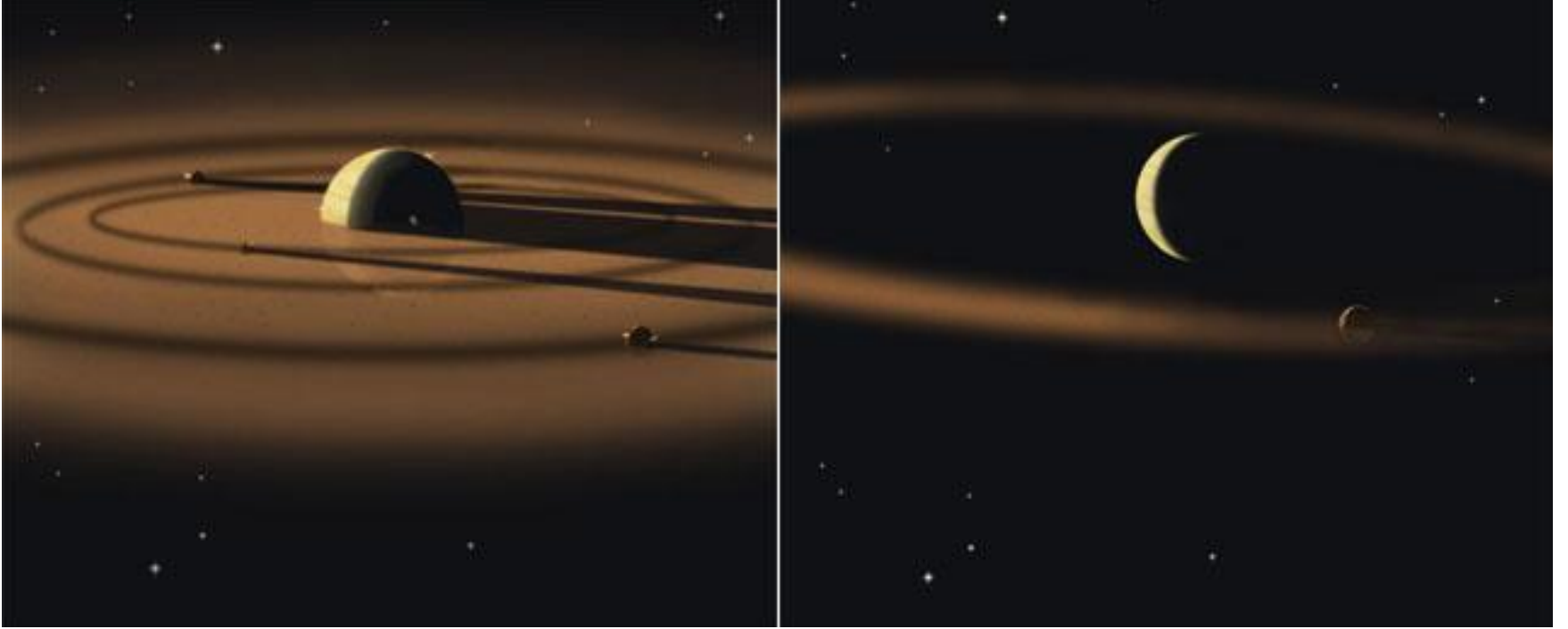
Asteroitler ilkel Güneş sisteminden arta kalan kayalık bloklardır. Bunların çoğu iç ve dış gezegenler arasındaki boşlukta dolanırlar. Asteroitler meteorlar gibi nadiren yeryüzüne ulaşırlar ve bu sayede bilim insanlarına Güneş sisteminin oluşumuna yönelik değerli bilgi sağlarlar.

Ayın Oluşumu – Büyük Çarpışma



Yaklaşık Mars büyüklüğünde bir gezegen (?) Yerküre ile çarpışarak yerkürenin kısmen buharlaşmasına, erimesine ve çarpan cisimden (impactor) moloz fırlatılmasına neden olmuştur. Bunun sonucunda, Yerkürenin dış katmanından kopan parçalar Yerkürenin etrafında dolanmaya başlamışlar ve Satürn'ünkine benzer bir halka sistemi oluşmuştur.

Ayın oluşumu



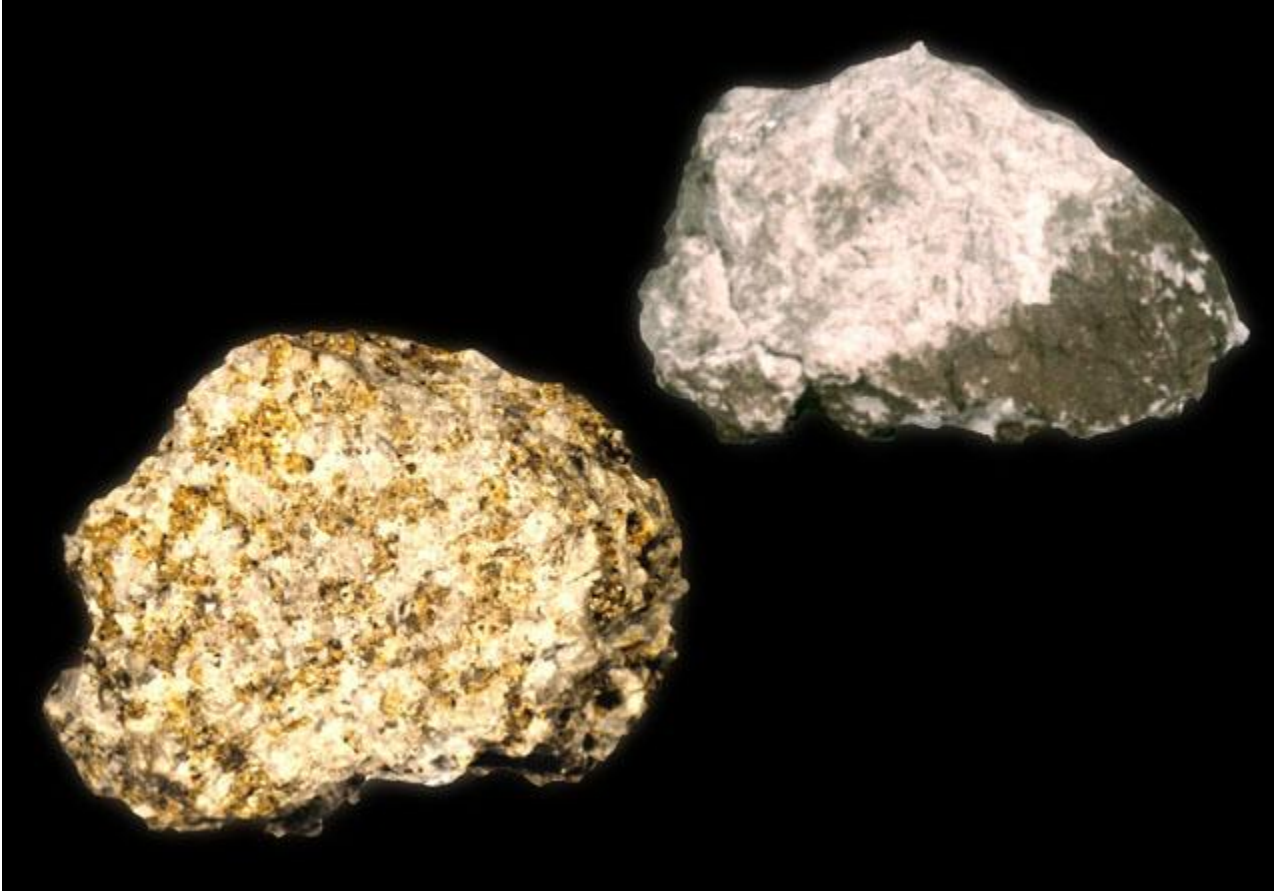
Bu moloz halkasındaki malzeme yığılarak muhtemelen birkaç 100 yıl içinde uydumuz olan Ay'ı oluşturmuştur. Oluşumunun ilk döneminde Ay Dünyaya daha yakındı ve Dünya çevresindeki dönüş hızı sadece birkaç gündü.(Şimdi ise 27 gün).

Aydaki magma denizi



Yığılan partiküllerden yayılan ısı Ayın kısmen ergimesine yol açmış ve böylece Ayda “magma denizi” oluşturmuştur.

En yaşı Ay kayaları



Apollo misyonu kapsamında eski Ay kayaları örneklenmiştir. Yapılan radyojenik izotop analizleri ile bu kayaların 4.5 milyar yaşlı olduğu ortaya konmuştur. Bu bulgu Ay kabuğunun Ayın oluşumundan hemen sonra katılaştığını göstermektedir.

Ay jeolojik aktifliğini yitirmiştir...



Ay hızlı bir şekilde soğuğundan uydudaki volkanizma 3 milyar yıl önce önemli ölçüde azalmış ve yaklaşık 1 milyar yıl önce tamamen sönümlenmiştir.

Uzaklaşan Ay – daha uzun günler



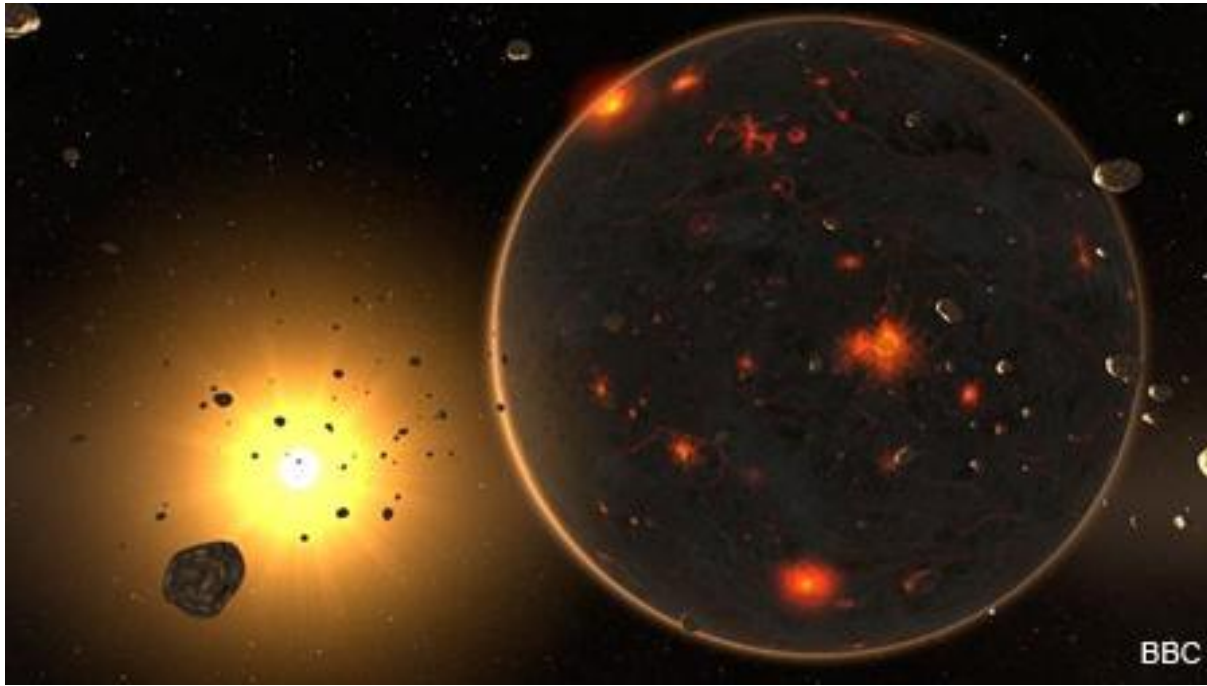
Dünyadaki gün uzunluğu zaman içinde artmıştır. Yaklaşık 900 milyon yıl önce gün uzunluğu 18 saatti. 370 milyon yıl önce ise gün 22 saatti. Ayın kütle çekimi nedeniyle ortaya çıkan gelgit çekimi yerkürenin kendi eksenini etrafında dönüş hızının giderek yavaşlamasına yol açmıştır.

Yerkürenin İlk Kabuğu



İlkel yerkürenin yüzeyi erimiş durumdaydı ve Ayı oluşturan asteroit çarpmasına benzer bir çapma nedeniyle de oldukça sıcaktı. Yerküre soğudukça dış yüzeyi katılaşarak kabuk oluştu. Kabuğın kalınlaşana kadar sürekli meteor bombardımanı kabuğun parçalanmasına yol açtı...

**Yerkürenin İlk dönemindeki kabuk
bileşimi nasıl olmalıydı?
Asidik mi yoksa bazik mi?**



Volkanizma Nasıl Başladı?



İlkel yerküre radyoaktif elementlerin bozunması sonucu açığa çıkan ısı ile ısınmıştır. Bu ısı-yayıcı işlev günümüzde halen önemli olmasına karşın, yerkürenin ilk dönemlerinde daha etkindi. Bu da gezegenin söz konusu dönemlerde volkanizma yönünden daha aktif olmasına yol açmıştır.

Yerkürenin ilk Atmosferi ve Okyanusları



Volkanik püskürmeler yerkürenin iç kısımlarından atmosfere gazların kaçmasına yol açmıştır. “Gaz Salınımı” adı verilen bu süreç günümüzde halen sürmektedir. Bu gazların büyük bir bölümü CO₂ ve su buharıdır. Yeryüzü soğudukça su buharı yoğunlaşarak okyanusları oluşturmuştur. Kuyruklu yıldızlar yeryüzündeki su ve kompleks organik molekül bütçesine önemli katkı sağlamışlardır.

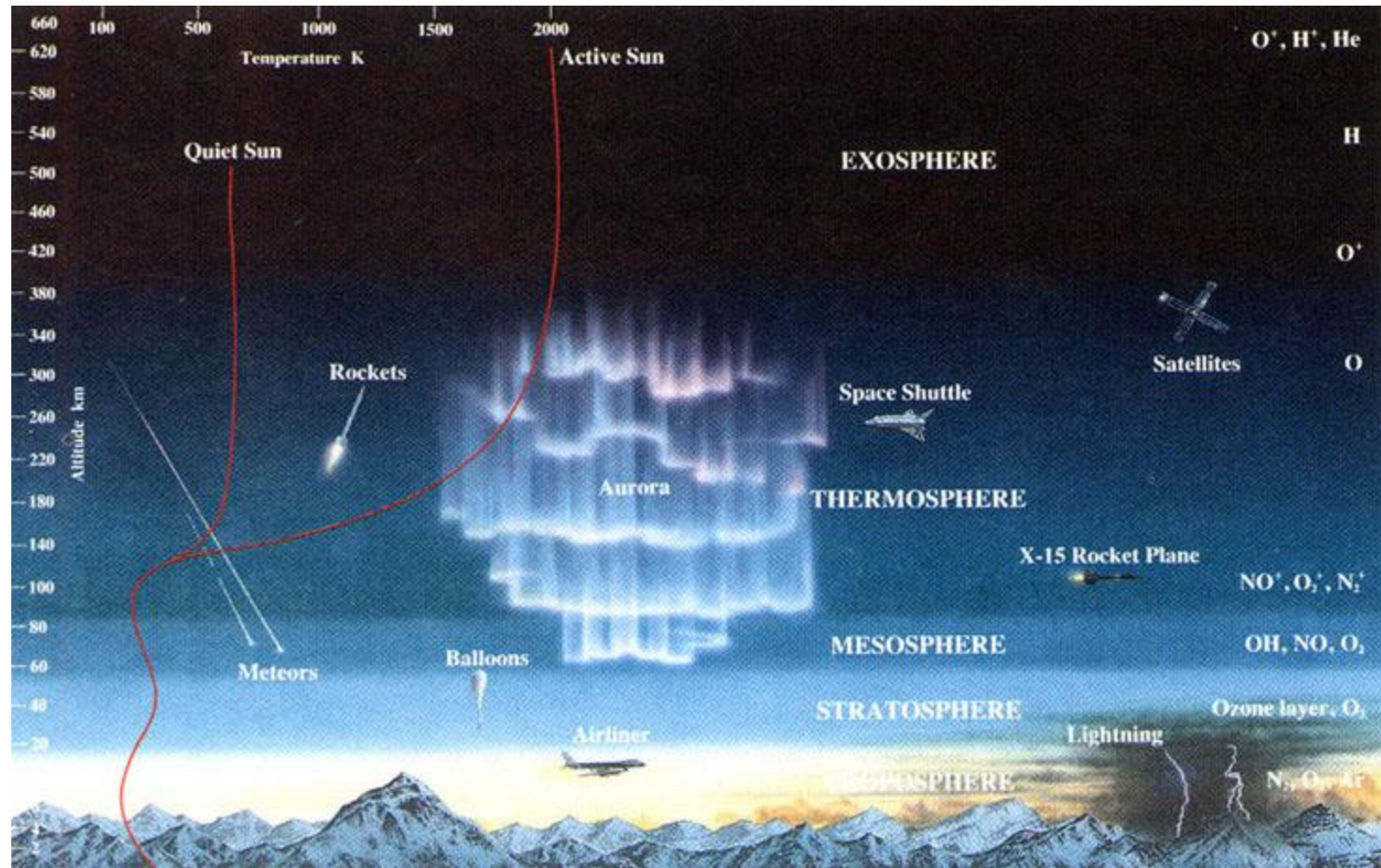
Yeryüzündeki okyanus suyu neden asit karakterli değildir?

CO₂, SO₄ ve HCl gibi asit gazların volkanik faaliyetler sonucu günümüz denizlerine devamlı olarak katıldıklarını varsayalım.

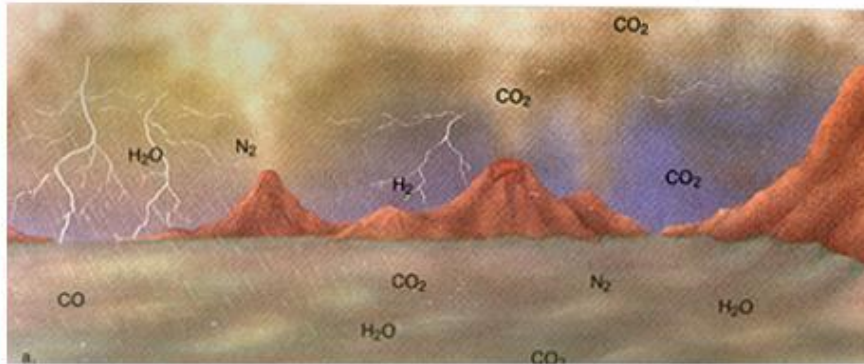
Ancak karbonat nötrleşmesi, bu gazların önemli bir kısmını ortadan kaldıracaktı. Katı karbonatlar çözünecek, CO₃ ⇒ HCO₃'a HCO₃ ⇒ H₂CO₃'a dönüşecekti. Bu reaksiyonlar sonucu, pH yavaşça düşecekti. Hatta 6.5 veya 7'ye düştüğünde bile, nötrleşme mekanizması hala hidrojen tüketecekti.

Ancak daha fazla asit ilavesi nötrleşme mekanizmasının yıkılmasına yol açacak ve deniz suyu pH'daki anormal düşüşe karşı verdiği savaşı kaybedecekti. Gerçekten böyle mi olacaktı? İkinci bir defans hattı olarak kil mineralleri düşünülebilir. Deniz suyu muazzam miktarda kil minerali ile denge halindedir ve kil mineralleri ile gerçekleşen iyon yer değişimi önemli miktarda hidrojen iyonunu tüketebilir. Kil partikülleri yüzeyindeki metal iyonlar ve ara tabaka iyonları (örneğin montmorillonitin Na veya illitin K ara tabakası) hidrojen iyonu tarafından yer değiştirilebilirler.

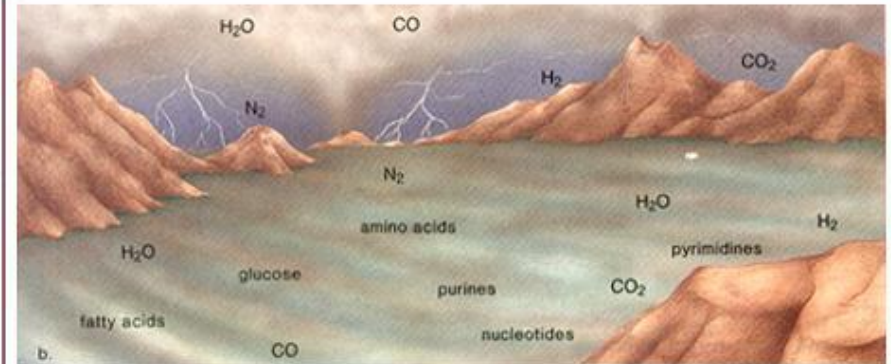
Şimdi biraz daha ileriye giderek, volkanlardan çıkan asidik gazların, iyon değişim reaksiyonlarının dahi karşılayamayacağı kadar fazla olduğunu hayal edelim. Bu durumda, deniz suyunun hidroklorik, hidrobromik veya sülfürik asit olmaktan koruyan başka bir mekanizma olabilir mi? Üçüncü bir defans hattı silikat mineralleridir. Feldspat, piroksen ve amfibol gibi mineraller asit tarafından parçalandıklarında, silikayı serbest hale getirerek kaolinit oluştururlar, geri kalan iyonlar ise deniz suyuna geçer.



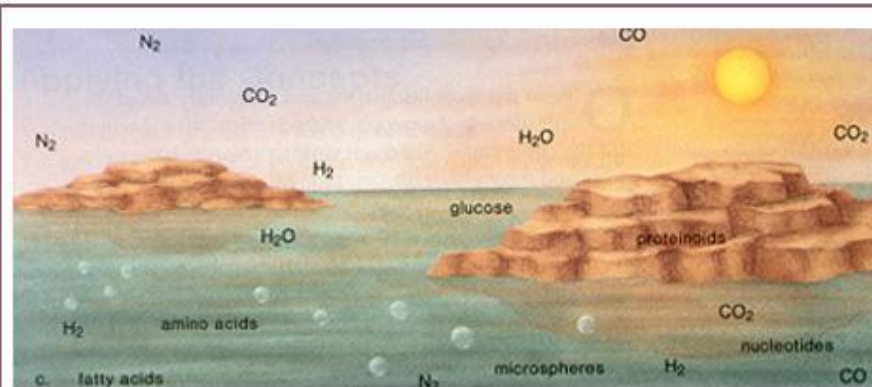
Atmosferin Oluşumu



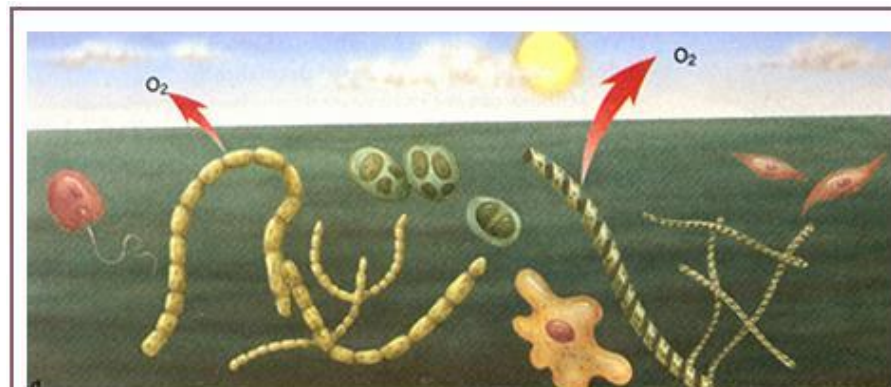
The primitive atmosphere contained gases, including water vapour, that escaped from volcanoes; as the water vapor cooled, some gases were washed into the ocean by rain.



The availability of energy from volcanic eruption and lighting allowed gases to form simple organic molecules.



Amino acids that splashed up onto rocky coasts could have polymerized into polypeptides (proteinoids) that become microspheres when they reentered the water.



Eventually, various types of prokaryotes and then eukaryotes evolved. Some of the prokaryotes were oxygen-producing photosynthesizers.

Eklenen kara parçaları



Denizaltı volkanlarının püskürttüğü lavlar deniz yüzeyine kadar ulaşabilmektedir, böylece aktif volkanik adalar oluşur. Buna verilebilecek en güzel örnek Hawaii takım adalarıdır.

Yeryüzünün en eski kıtasal kayaçları



Yeryüzünde rastlanan en yaşlı kaya yaklaşık 4 milyar yaşındadır. Bunlar hiç şüphesiz metamorfik kayaçlardır (Kanada'daki Acasta gnaıısı). En yaşlı kayaçların oluşum zamanının Güneş sistemindeki asteroit bombardımanın hızını kestiği döneme denk gelmesi rastlantı değildir.

Avustralya'daki sedimanter kayaçlar zirkon ([ZrSiO₄](#)) taneleri içerirler ve bu kristallerin yaşı 4.2 milyar olarak bulunmuştur. Zirkon minerali çoğunlukla kıtasal kabuk kayalarında oluşur bu da o dönemde karasal kayaçların varlığına işaret etmektedir.

Yeryüzünün en eski çökel kayaçları

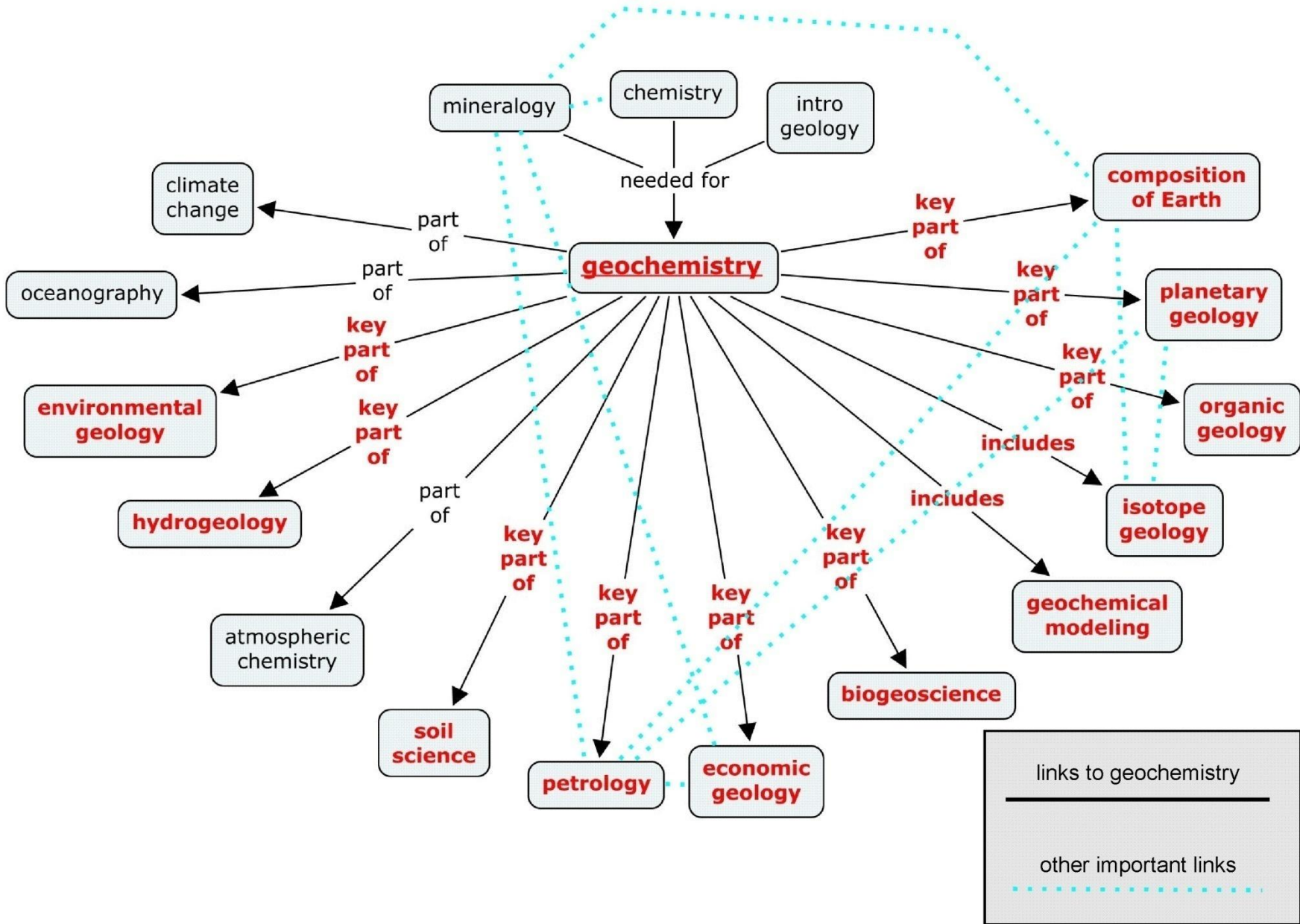


Yeryüzündeki en yaşlı sedimanter kayaçlar (3.9 milyar yaşlı) Gröland'da bulunmuştur. Bu kayaçlardaki sıra dışı kimyasal bulgular bu kayaçlar oluştuğunda yaşam halihazırda ortaya çıkmıştı.

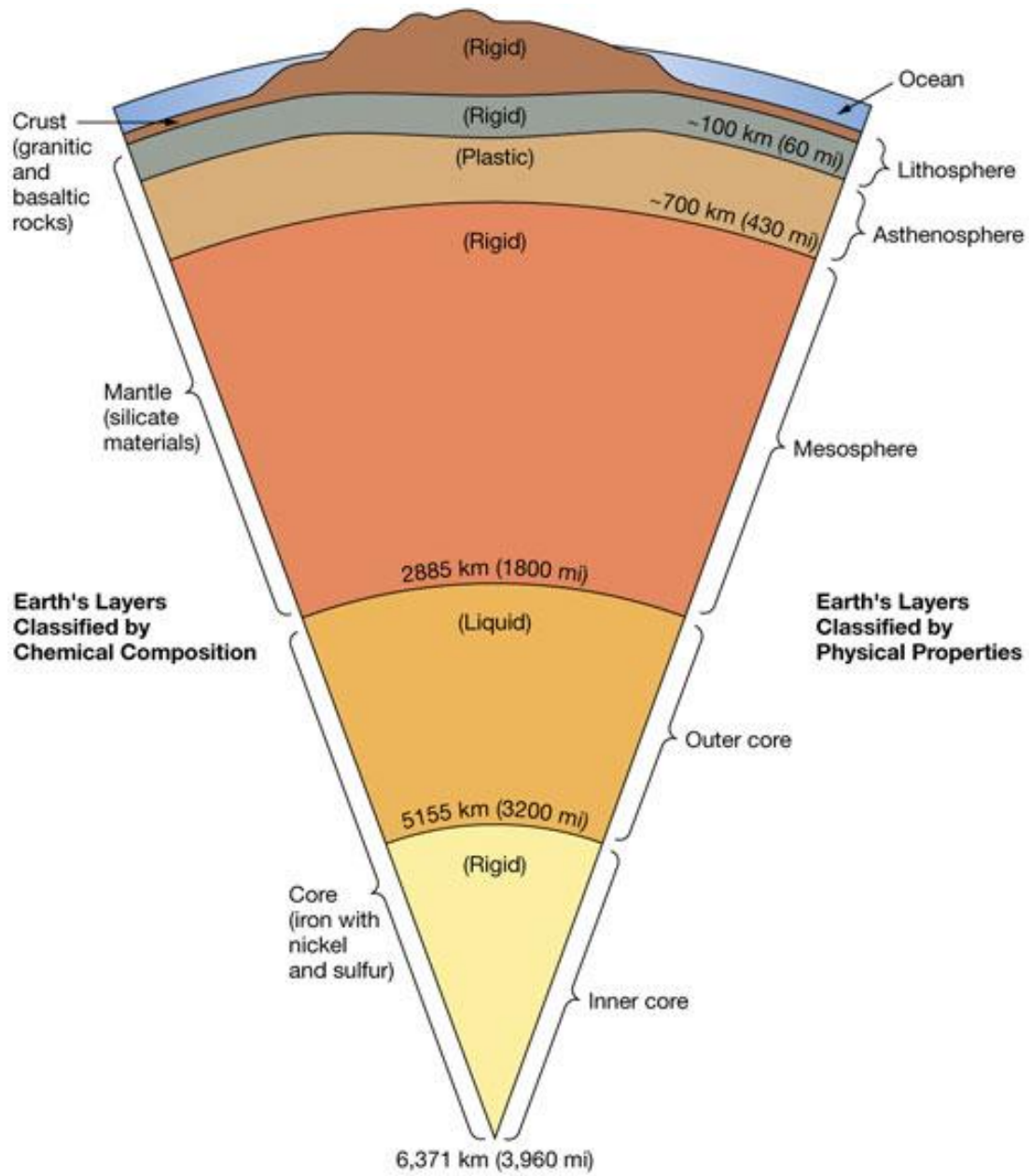
Oksijenin Ortaya Çıkışı...



Fotosentez yapan organizmalar atmosfer ve okyanuslara oksijen pompaladıkça oksijen okyanuslardaki çözülmüş demir ile reaksiyona girerek “Bantlı demir yatakları” olarak bilinen kayaçları oluşturmuştur. Çözülmüş demir kimyasal reaksiyonlarda kullanıldıkça atmosferdeki oksijen konsantrasyonu artmaya başlamıştır. Günümüzde sanayide kullanılan demirin büyük bir kısmı bu dönemde oluşmuştur. Fotoğraftaki yatak Upper yarımadası (Michigan).

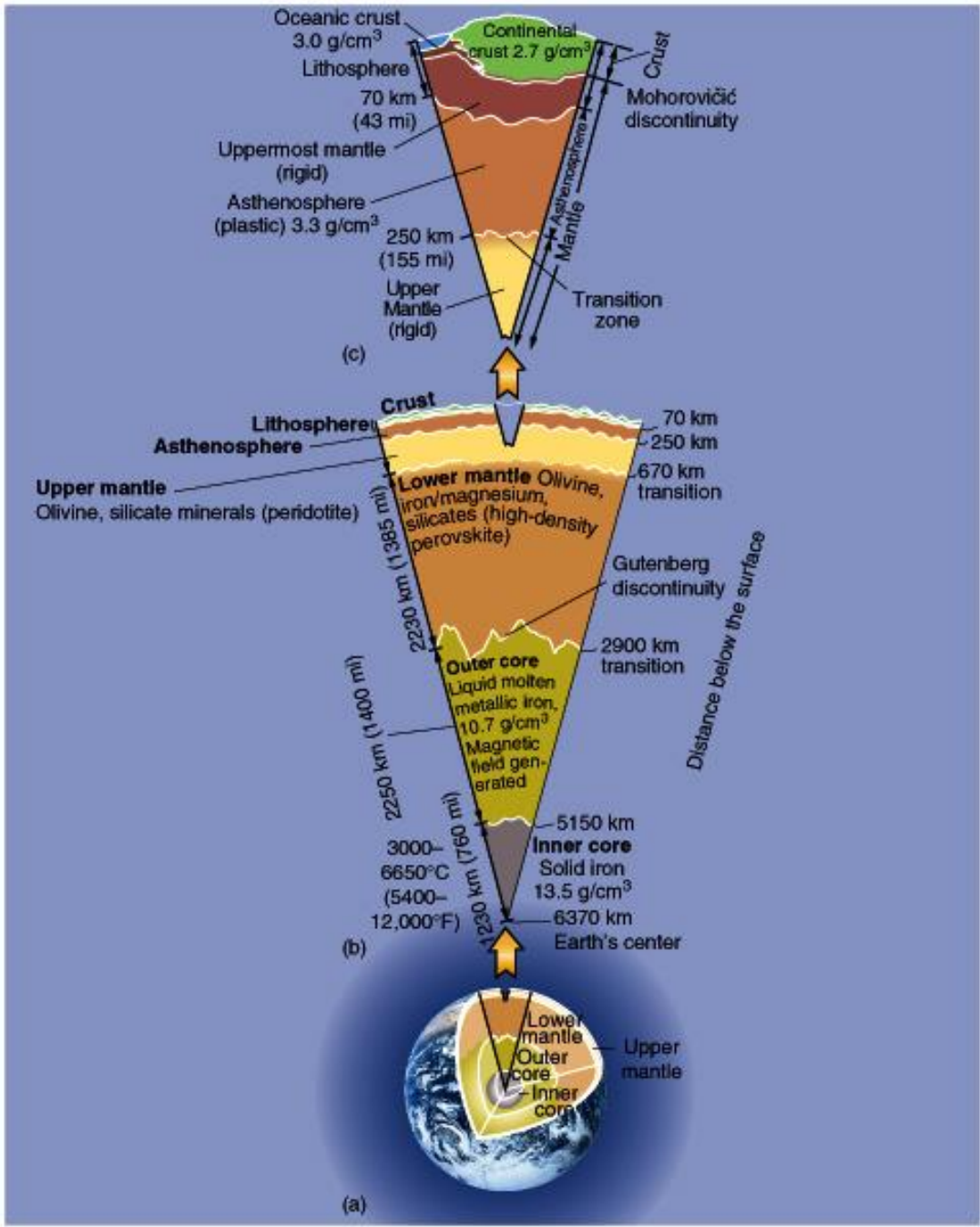


Yerkürenin İç Yapısı

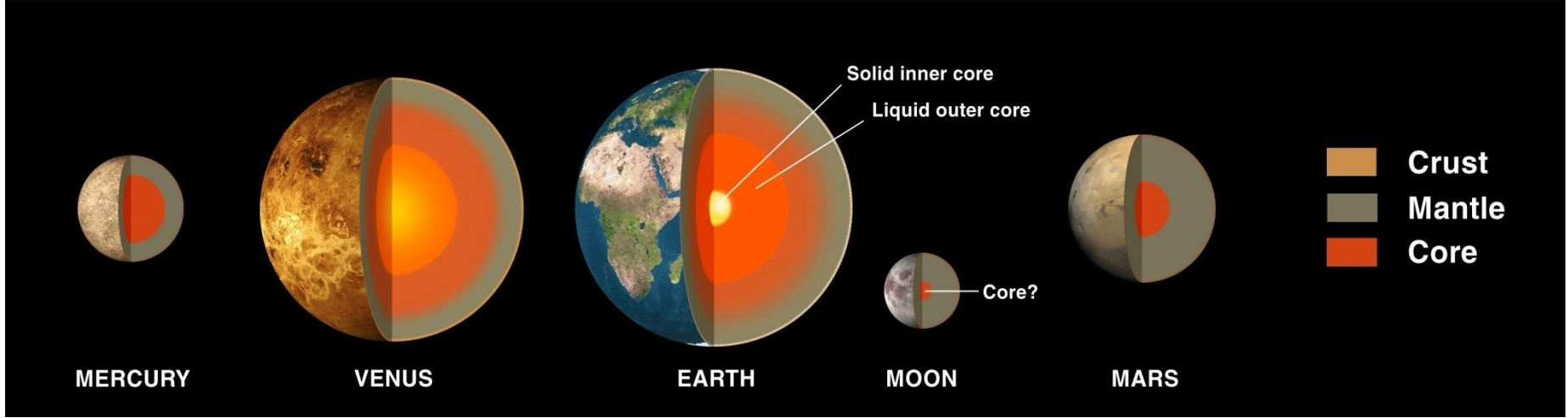


Yerkürenin Bileşimi

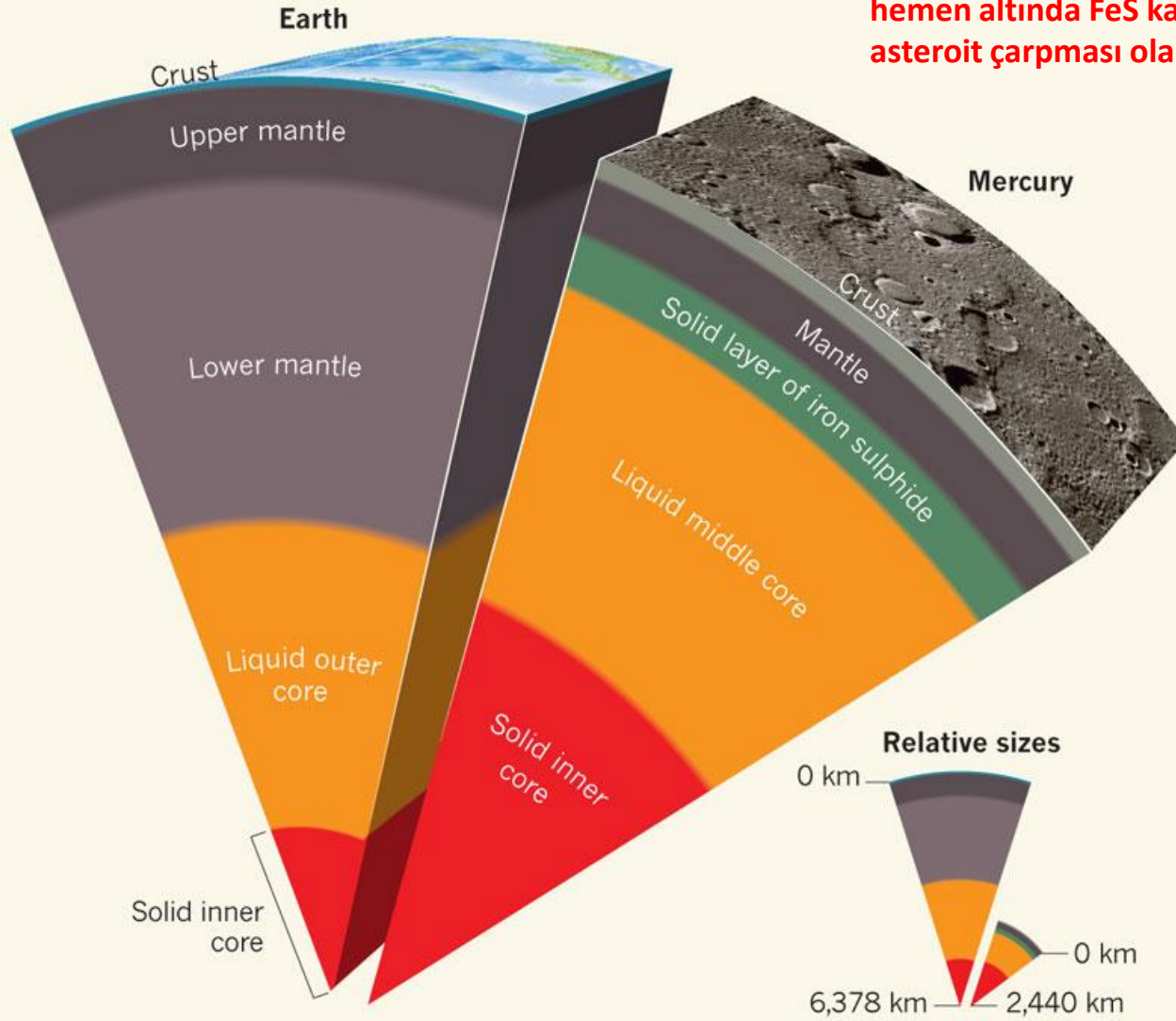
Kısım	Kabuk	Manto	Çekirdek	
			Dış	İç
~ Kalınlık (km)	17	2880	2200	1280
~ Yoğunluk (g/cm ³)	2.8	4.5	11.0	
Toplam kütle oran (%)	0.5	67.2	30.0	2.0
Asıl bileşenler	Silikat ve oksitler	Mg-silikat	Fe, S (sıvı)	Fe-Ni (katı)



Yerkürenin iç yapısının diğer iç gezegenlerle karşılaştırılması

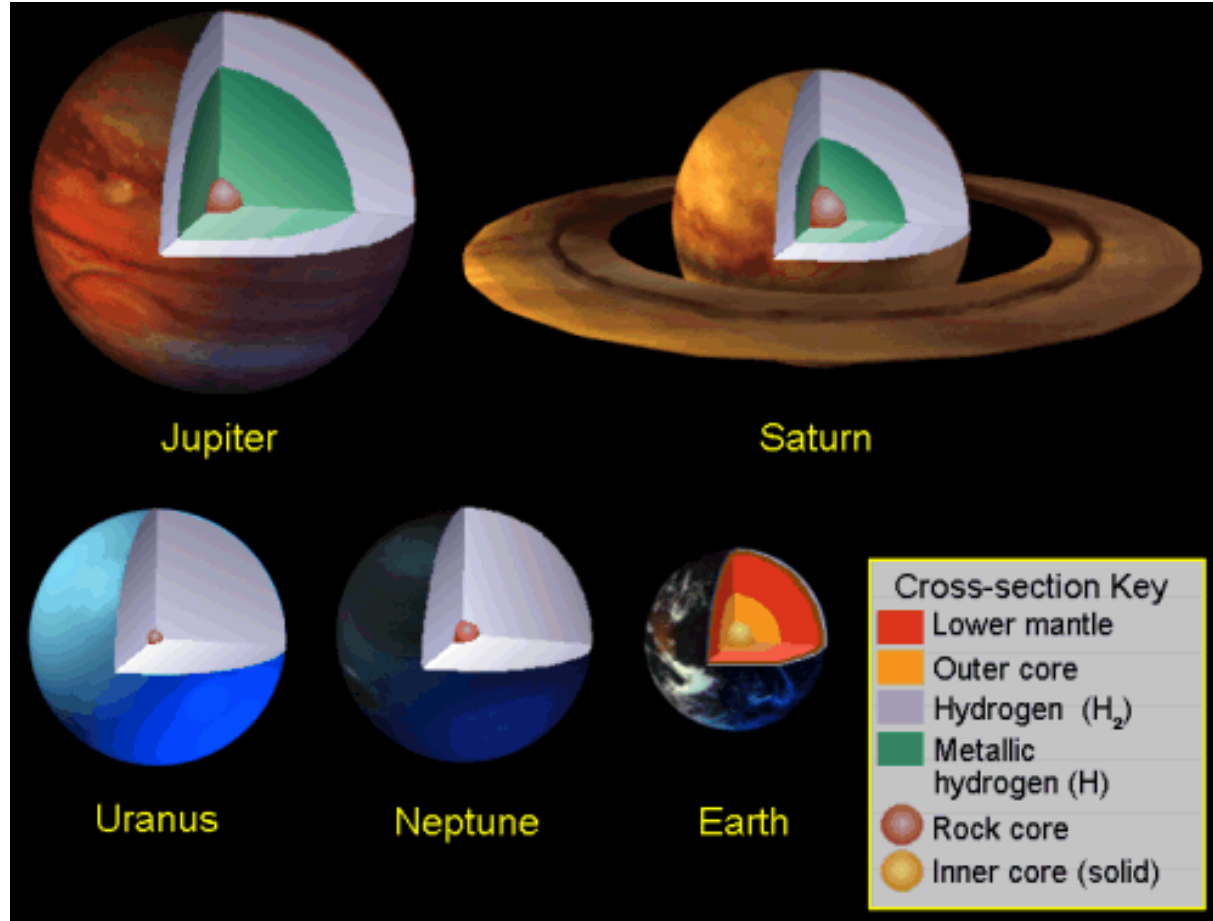


Merkür'de çekirdeğin büyük olması ve kabuğun hemen altında FeS katmanı bulunmasının nedeni asteroid çarpması olabilir mi?

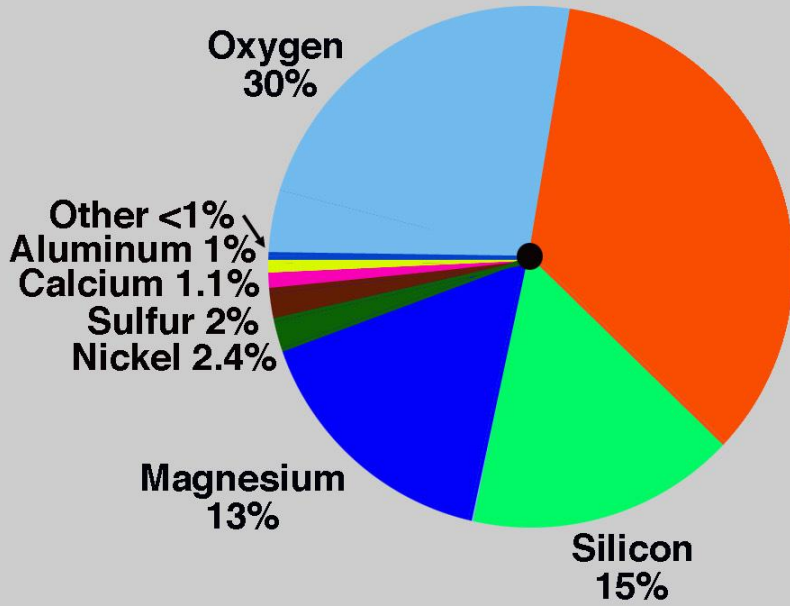


Dış gezegenler nasıl?

Küçük çekirdekli dev gaz topları

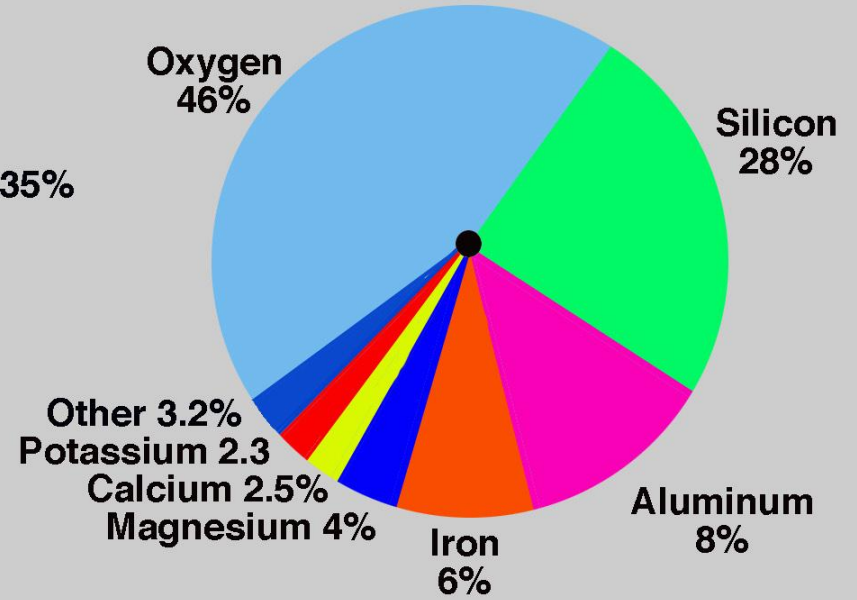


Yerküre ve Yerkabuğu Bileşimlerinin Karşılaştırılması



Tüm Yerküre

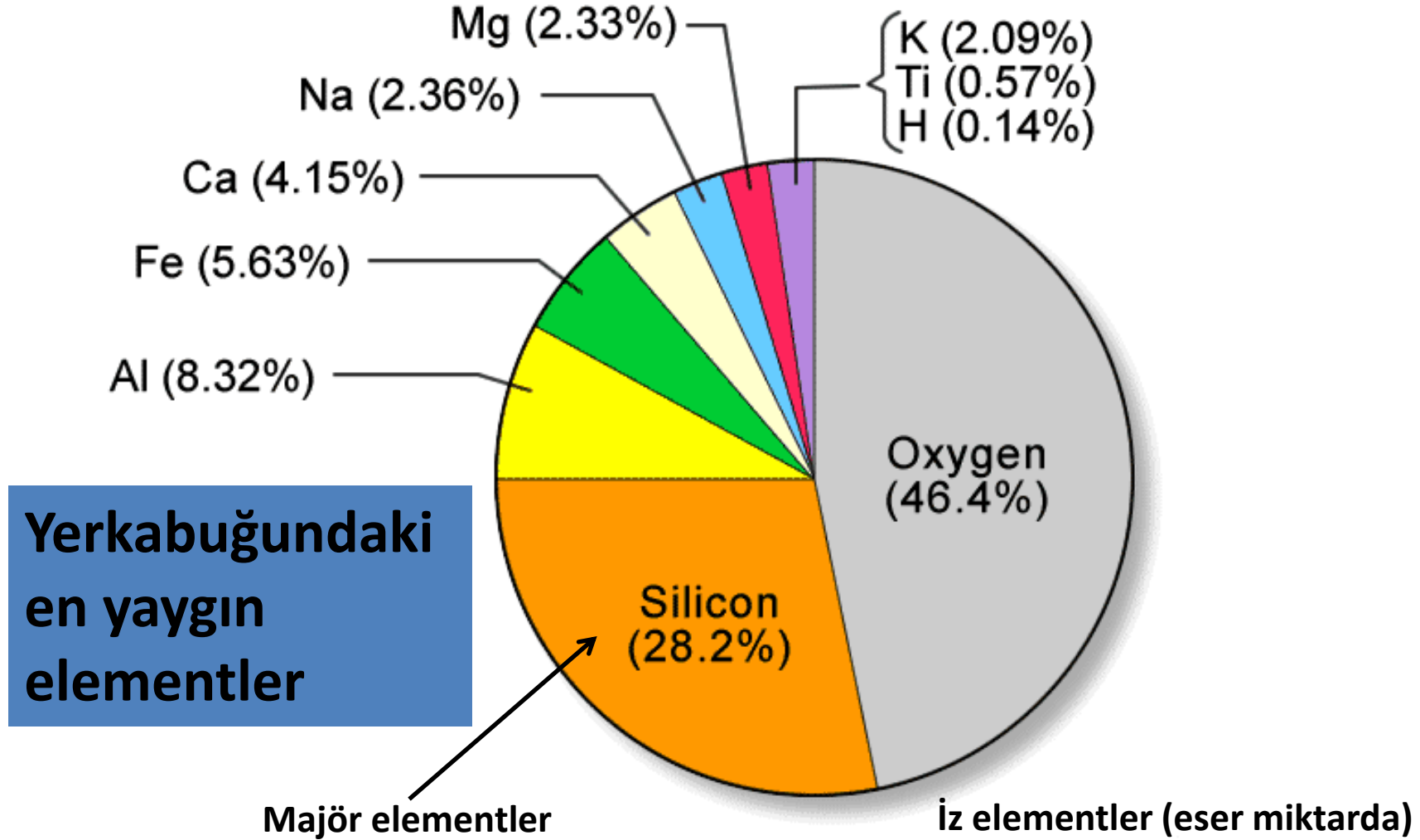
Fe – O – Si – Mg



Yerkabuğu

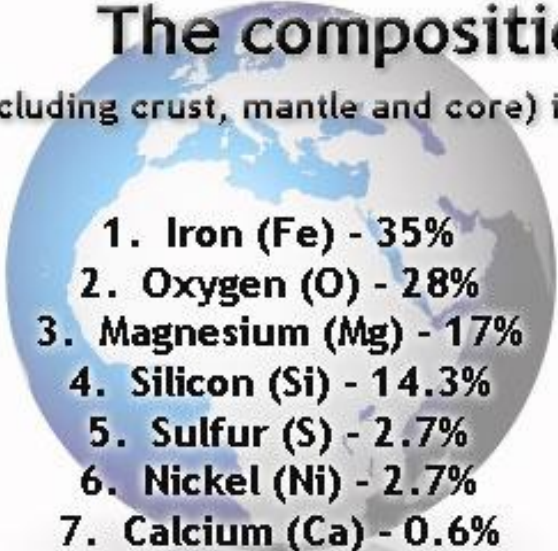
O – Si – Al – Fe

Yerkabuğunun Kimyasal Bileşimi



The composition of the Earth

(including crust, mantle and core) in terms of major chemical elements

- 
1. Iron (Fe) - 35%
 2. Oxygen (O) - 28%
 3. Magnesium (Mg) - 17%
 4. Silicon (Si) - 14.3%
 5. Sulfur (S) - 2.7%
 6. Nickel (Ni) - 2.7%
 7. Calcium (Ca) - 0.6%
 8. Aluminum (Al) - 0.4%
 9. Other elements - 0.6%

Crust:

Oxygen, Silicon, Aluminum

Mantle:

Olivine, Pyroxenes

Core:

Iron, Nickel

Possibly:

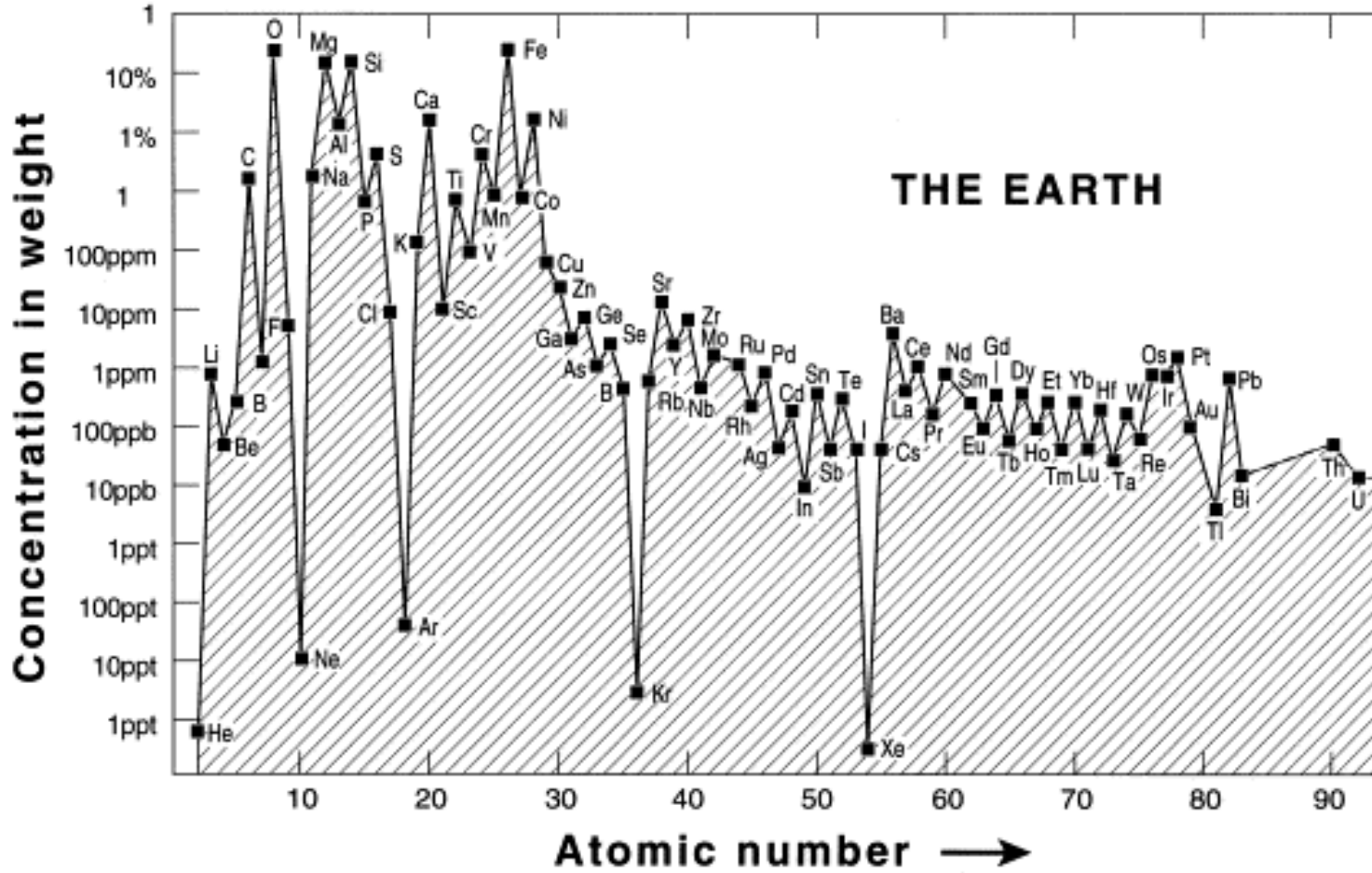
Oxygen, Silicon, Sulfur

@DecodedScience.com

Yerküre ve Evren'deki Elementlerin Göreceli Bollukları (Her 10.000 Si atomuna karşılık gelen atomlar)

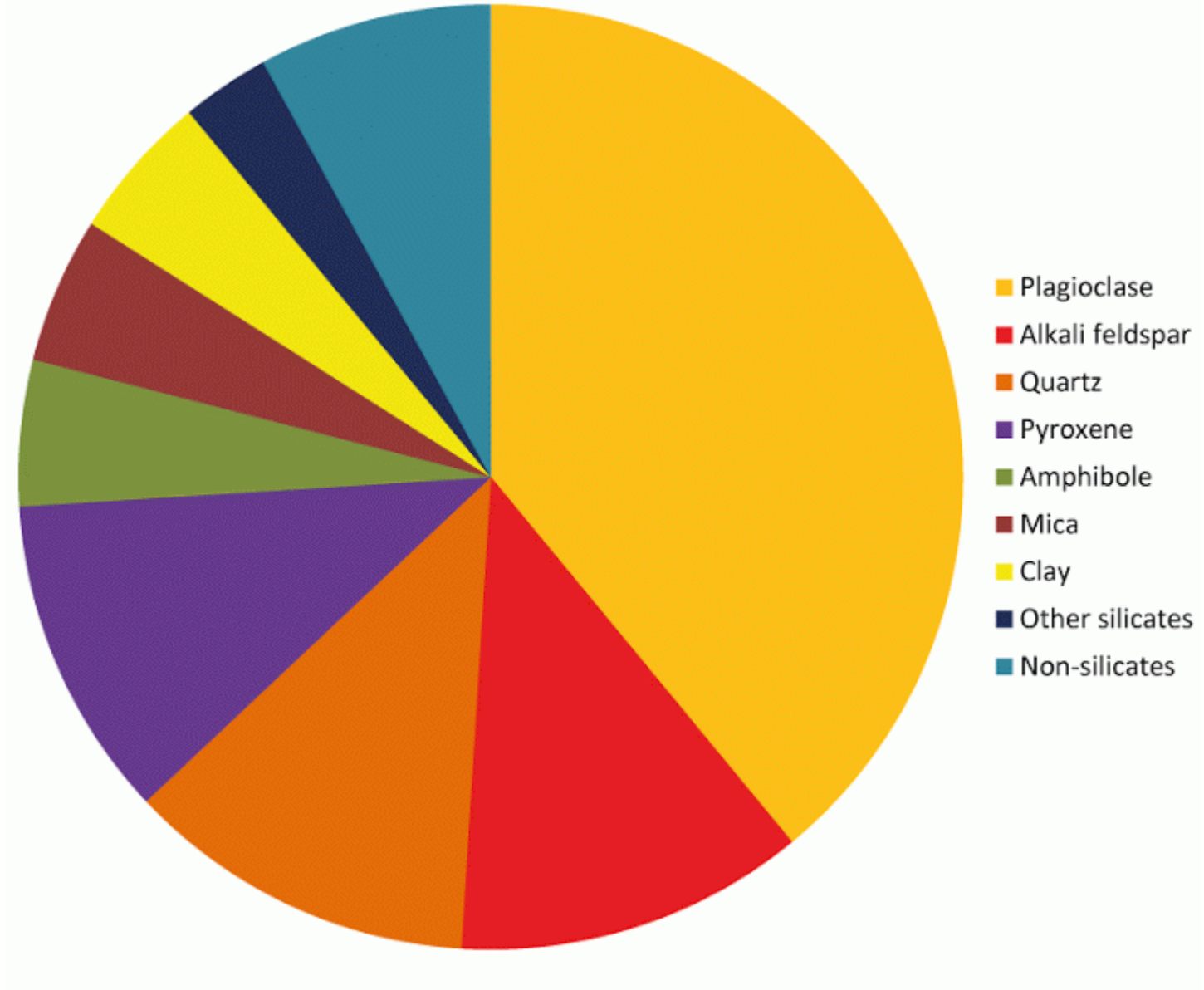
	Kıtasal kabuk	Evren	Meteorit	Tüm Yerküre	Ay
Kayaç Yapıcı Elementler					
Si	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
Al	3.000	950	740	740	740
Fe	960	6.000	9.300	11.500	3.000
Mg	940	9.100	9.700	9.700	12.400
Ca	1.020	490	520	520	430
Na	1.040	440	460	460	20
K	540	30	40	40	(3)
Mn	18	70	70	70	(20)
Ti	104	20	20	20	(20)
Ni	13	270	450	750	
P	35	100	60	60	
Cr	19	80	90	90	(20)
Uçucu Elementler					
H	1.400	4.0×10^8		84	
O	29.000	215.000	34.000	34.000	37.000
N	1	66.000		0.2	
C	18	35.000		70	
S	9	3.750	990	1.100	(130)
F	34	16		3	
Cl	4	90		30	
Asal Gazlar					
He		3.1×10^7		3.5×10^{-7}	
Ne		86.000		12×10^{-7}	
Ar		1.500		5.900×10^{-7}	
Kr		0.51		0.6×10^{-7}	
Xe		0.04		0.05×10^{-7}	

8 ana element ve asal gazlar – Konsantrasyonlar neden zigzaglı



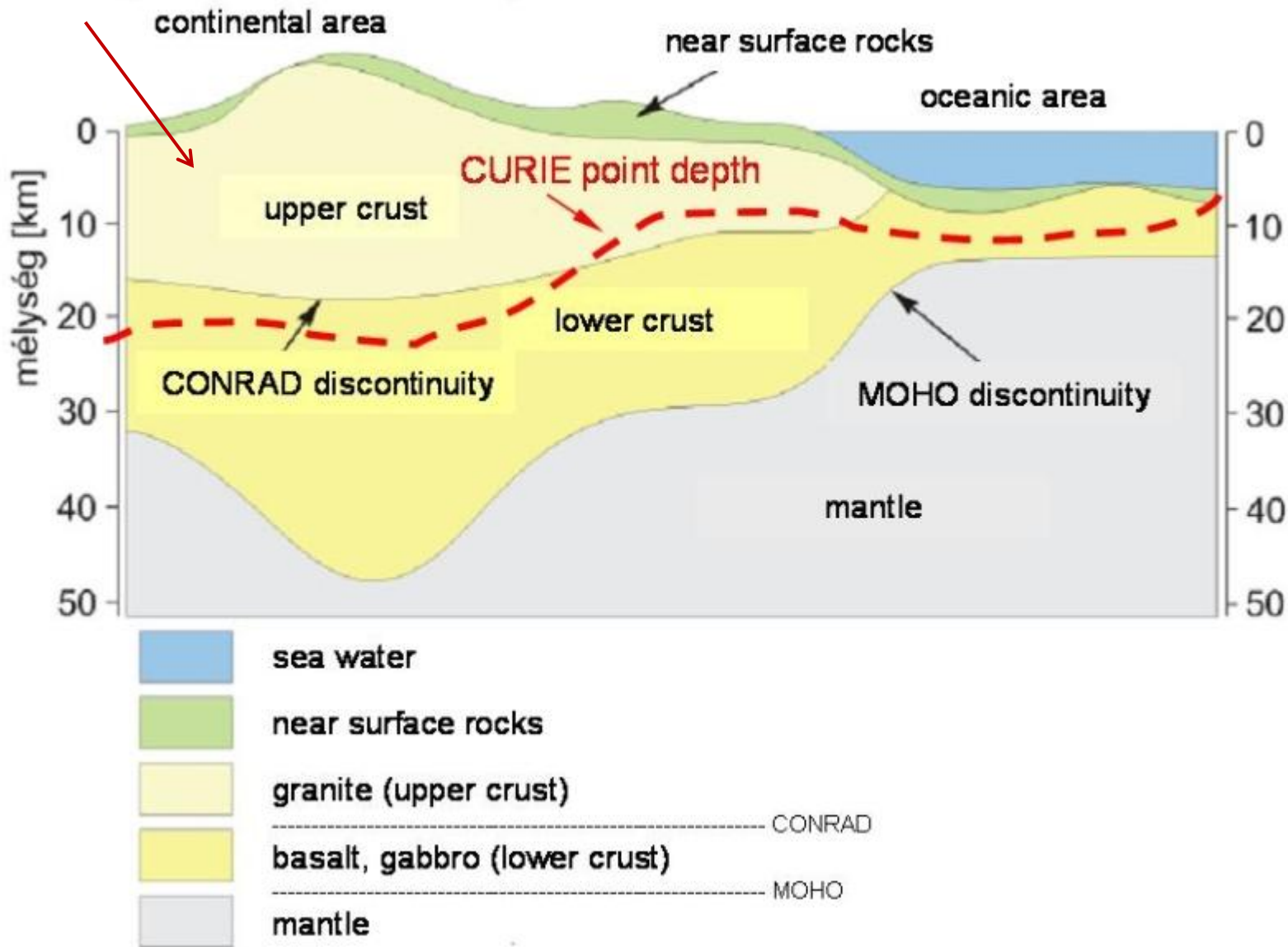
Oddo-Harkins etkisi: Atom numarası çift olan elementlerin kozmik bollukları yanındaki (tek sayıda olanlar) elementlerin bolluklarından daha yüksektir.

Yerkabuğunu oluşturan başlıca mineraller



Kumtaşı, kireçtaşı, granit,
bazalt, peridotit gibi s.181

KABUK YAPISI



Kıta kabuğu bileşimi (Oksit olarak)

Çizelge 9.2. Kıta kabuğunun ortalama bileşimi (Harris, 1972'den).

Oksit	(Yüzde ağırlık)	Element	(ppm)
SiO ₂	61.9	Baryum (Ba)	425
TiO ₂	0.8	Stronsiyum (Sr)	375
Al ₂ O ₃	15.6	Zirkonyum (Zr)	165
Fe ₂ O ₃	2.6	Bakır (Cu)	55
FeO	3.9	Skandium (Sc)	22
MnO	0.1	Kurşun (Pb)	12.5
MgO	3.1	Uranyum (U)	2.7
CaO	5.7	Civa (Hg)	0.08
Na ₂ O	3.1	Gümüş (Ag)	0.07
K ₂ O	2.9	Altın (Au)	0.004
P ₂ O ₅	0.3		

Kıta kabuğu bileşimi (element bazında)

Çizelge 9.3 Kıta kabuğu ortalama bileşiminde ana elementlerin atom yarıçapları ağırlık ve hacim olarak yüzdeleri (Harris 1972'den)

İyon	Yüzde Ağırlık	Yüzde Atom	İyon Yarıçapı (Å)	Yüzde Hacim
O ²⁻	46.5	62.1	1.40	94.07
Si ⁴⁺	28.9	22.0	0.42	0.88
Ti ⁴⁺	0.5	0.2	0.68	0.04
Al ³⁺	8.3	6.5	0.51	0.47
Fe ³⁺	1.8	0.7	0.64	0.09
Fe ²⁺	3.0	1.1	0.74	0.25
Mg ²⁺	1.9	1.6	0.66	0.26
Ca ²⁺	4.1	2.2	0.99	1.15
Na ⁺	2.3	2.1	0.97	1.07
K ⁺	2.4	1.3	1.33	1.71

Oksijen İmparatorluğu

Üst kabukta $V_p = 6.5 \text{ km/sn}$

Alt kabukta $V_p = 6.9 \text{ km/sn}$

Neden farklı ?

-Alt kabuk bazik bileşimli ?

- Farklı mineraloji ?

Alt kabuk okyanusal kabuğun kıtaların altındaki uzantısı mı?

Bazalt (olivin – Ca-plajiyoklaz – piroksen) yükek P-T koşullarında duraylı olamaz...

Ortamda su bulunması durumunda ($\nearrow P_{H_2O}$) bazalt \rightarrow amfibolit (hornblend – plajiyoklaz)

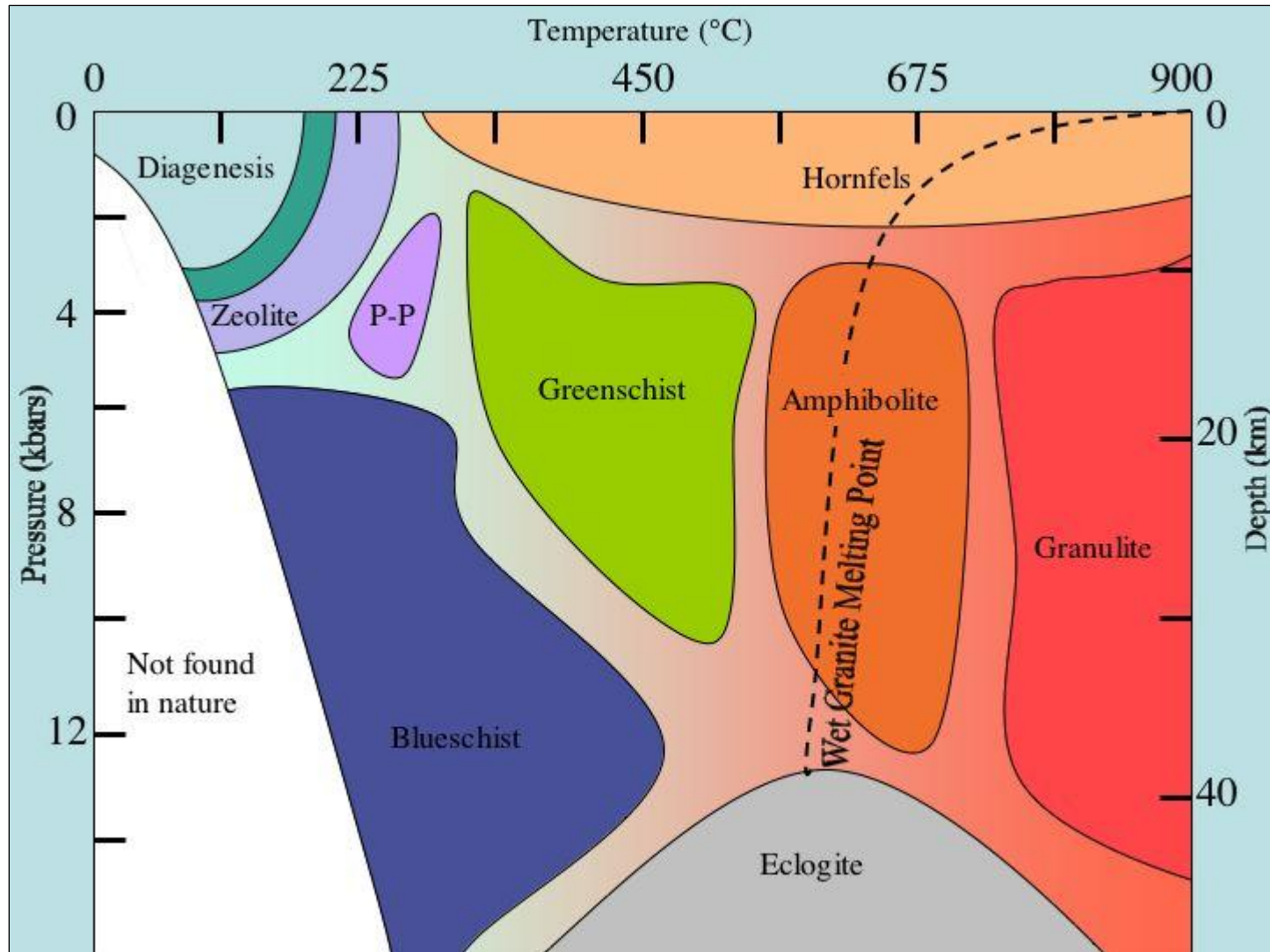
Ortamda su bulunmaması durumunda ($\searrow P_{H_2O}$) bazalt \rightarrow eklojit (granat – piroksen)

Metamorfik kayalar

Amfibolitin sismik dalga hızı alt kabuğa uygun düşmektedir.

Granülit – bir diğer alternatif ? (granat – piroksen – feldspat) – taneli yapı gösteren met. Kayaç
Nötr bileşim – kuru koşullar ($\searrow P_{H_2O}$) – yüzeyde görülen metamorfik kayalarda granülite bolca rastlanır.

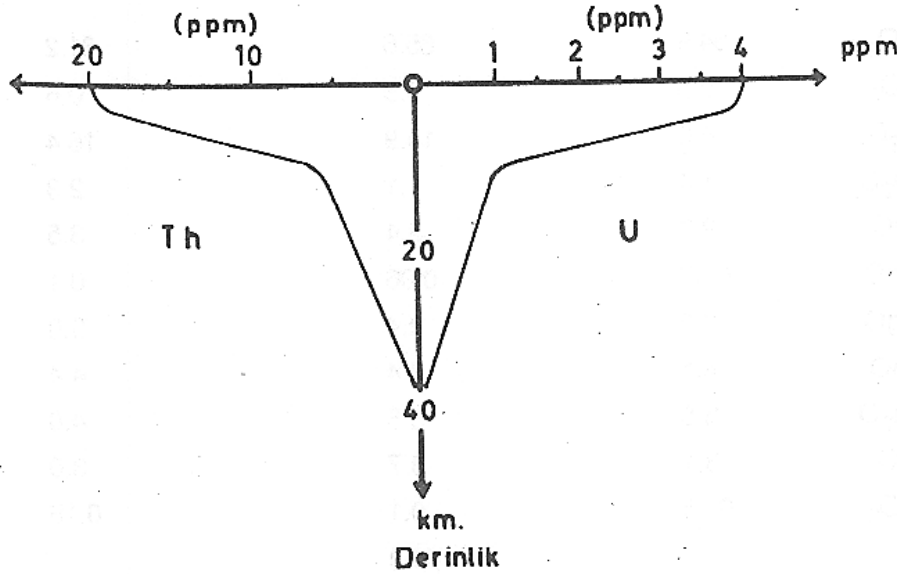
Mineral ve Kayaç Jeokimyası



Çizelge 9.4. Alt kabuğu oluşturan granülitlerin kimyasal bileşimlerinin kabuktaki diğer metamorfik kayalarla karşılaştırılması.

- 1) Kanada kalkanının ortalama bileşimi.
- 2) Granülit olmayan metamorfik kayaların ortalama bileşimi.
- 3) Granülit graysların ortalama bileşimi. (Bileşimler % ağırlık olarak) (Open University, 1977'den).

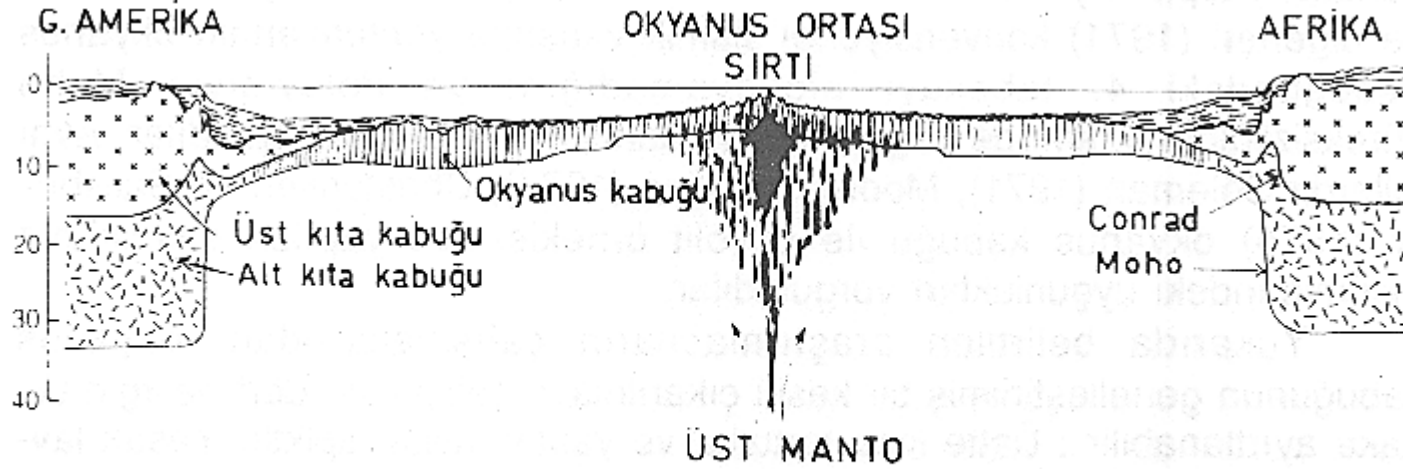
	1	2	3
SiO ₂	64.9	65.6	61.2
TiO ₂	0.5	0.5	0.6
Al ₂ O ₃	14.6	14.9	16.4
Fe ₂ O ₃	1.4	1.1	2.3
FeO	2.8	3.4	3.5
MnO	0.07	0.06	0.1
MgO	2.2	2.4	3.0
CaO	4.1	3.4	4.4
Na ₂ O	3.5	3.5	4.0
K ₂ O	3.1	3.7	3.0
P ₂ O ₅	0.15	0.1	0.16
		ppm	
Rb	118	155	56
Th	10.3	13.9	5.1
U	2.5	2.2	0.5



Şekil 9.3. Toryum ve uranyumun üst kabuk içinde dağılımı (Diyagram Lambert ve Heier (1968)'den elde edilen verilerle çizilmiştir.)

- 1- Alt kabuk bazalt bileşiminde ve kuru koşullardadır. Bu durumda eklojit oluşacaktır; eklojit fiziksel özellikleri dolayısıyla alt kabukta yer alamaz.
- 2- Alt kabuk bazalt bileşimindedir ve buhar basıncı yüksektir. Bu durumda oluşacak amfibolit özellikleri alt kabuk için uygundur. Ancak amfibolit jeotermal gradyanın biraz yüksek olduğu bölgelerde ergir ve alt kabuk için duraylı bir temel oluşturamaz.
- 3- Alt kabuk nötr bileşimde ve kuru koşullardadır. Oluşacak granülitin bütün fizik özellikleri alt kabuk için uygundur, ve bugün için biz bu olasılığı varsayma durumundayız.

Okyanus kabuğu bileşimi



Şekil 9.4. Atlantik Okyanusunun jeofizik ve topografik profili (Press ve Siever, 1978'den değiştirilerek).

Mineral ve Kayaç Jeokimyası

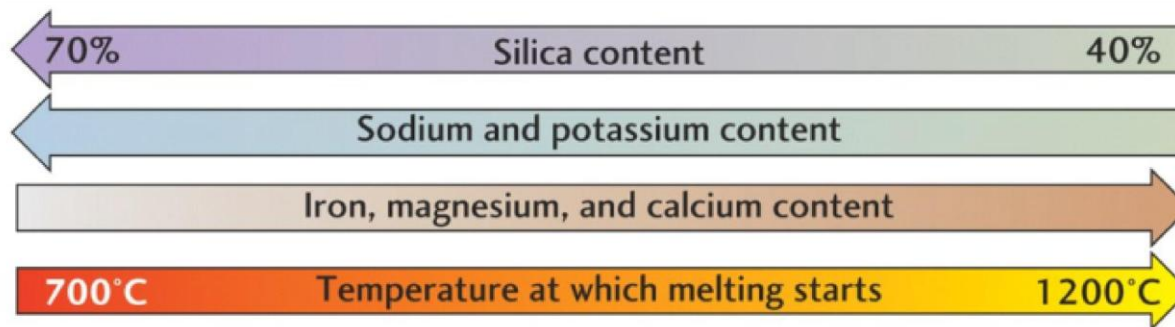
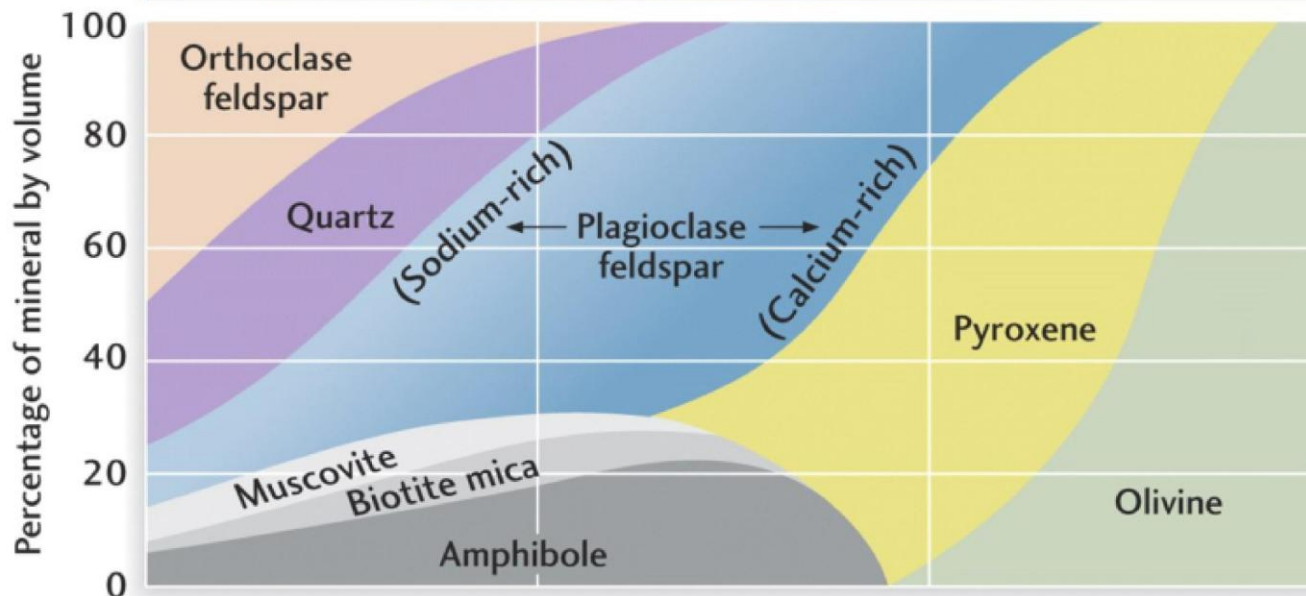
Plajiyoklaz mineralleri ve bileşimleri:

$$\text{An \%} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \%$$

$$\text{Ab \%} = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \%$$

Mineral adı	An %	Ab %
Anortit	90–100	10–0
Bitovnit	70–90	30–10
Labradorit	50–70	50–30
Andezin	30–50	70–50
Oligoklaz	10–30	90–70
Albit	0–10	100–90

Composition	FELSIC	INTERMEDIATE	MAFIC	ULTRAMAFIC
Rock types	Granite Rhyolite	Diorite Andesite	Gabbro Basalt	Peridotite



Kuvars: SiO_2 ($\text{SiO}_2\%$?) \rightarrow 100% !

K-Feldspat: KAlSi_3O_8

($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{SiO}_2$) \rightarrow ($\text{SiO}_2\%$?)

Plajiyoklaz: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$) \rightarrow ($\text{SiO}_2\%$?)

Muskovit: $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

($3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) \rightarrow ($\text{SiO}_2\%$?)

Biyotit: $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{MgO} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) \rightarrow ($\text{SiO}_2\%$?)

Amfibol: Aktinolit: $\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

($2\text{CaO} \cdot 5\text{FeO} \cdot 8\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) \rightarrow ($\text{SiO}_2\%$?)

Piroksen: Klinoenstatit: $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$

($2\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$) \rightarrow ($\text{SiO}_2\%$?)

Olivin: Fayalit: Fe_2SiO_4

($2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$) \rightarrow ($\text{SiO}_2\%$?)

O / Si oranları:

olivin için $4:1 = 4$

anortit için $8:2 = 4$

piroksen için $6:2 = 3$

amfibol için $22:8 = 2.75$

mika için $10:4 = 2.5$

albit için $8:3 = 2.7$

Kuvars: SiO_2 ($\text{SiO}_2\%$?) → **%100 !**

K-Feldspat: KAlSi_3O_8
($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{SiO}_2$) → ($\text{SiO}_2\%$?) **%65**

Plajiyoklaz: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$) → ($\text{SiO}_2\%$?) **%43**

Muskovit: $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
($3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) → ($\text{SiO}_2\%$?) **%45**

Biyotit: $\text{K}(\text{Mg, Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{MgO} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) → ($\text{SiO}_2\%$?) **%43**

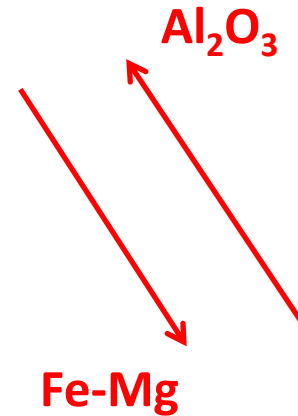
Amfibol: Aktinolit: $\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
($2\text{CaO} \cdot 5\text{FeO} \cdot 8\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) → ($\text{SiO}_2\%$?) **%49**

Piroksen: Klinoenstatit: $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$
($2\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$) → ($\text{SiO}_2\%$?) **%60**

Olivin: Fayalit: Fe_2SiO_4 ; Forsterit: Mg_2SiO_4
($2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$) → ($\text{SiO}_2\%$?) **%29**

Silika her yerde, ancak Al ve Mg!!!

Sial = Si-Al



Sima = Si-Mg

Periodic Table of Elements

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18																																								
1	H Hydrogen 1.00794	<table border="1"> <tr> <td>Atomic #</td> <td>Symbol</td> <td>Name</td> <td>Atomic Mass</td> </tr> <tr> <td>C</td> <td>Solid</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>Hg</td> <td>Liquid</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>H</td> <td>Gas</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>Rf</td> <td>Unknown</td> <td></td> <td></td> </tr> </table>																	Atomic #	Symbol	Name	Atomic Mass	C	Solid			Hg	Liquid			H	Gas			Rf	Unknown			2	He Helium 4.002602																		
Atomic #	Symbol	Name	Atomic Mass																																																							
C	Solid																																																									
Hg	Liquid																																																									
H	Gas																																																									
Rf	Unknown																																																									
3	Li Lithium 6.941	4	Be Beryllium 9.012182	<table border="1"> <tr> <th colspan="6">Metals</th> <th colspan="6">Nonmetals</th> </tr> <tr> <td>Alkali metals</td> <td>Alkaline earth metals</td> <td>Lanthanoids</td> <td>Transition metals</td> <td>Poor metals</td> <td>Other nonmetals</td> <td>Noble gases</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </table>												Metals						Nonmetals						Alkali metals	Alkaline earth metals	Lanthanoids	Transition metals	Poor metals	Other nonmetals	Noble gases													5	B Boron 10.811	6	C Carbon 12.0107	7	N Nitrogen 14.0067	8	O Oxygen 15.9994	9	F Fluorine 18.9984032	10	Ne Neon 20.1797
Metals						Nonmetals																																																				
Alkali metals	Alkaline earth metals	Lanthanoids	Transition metals	Poor metals	Other nonmetals	Noble gases																																																				
11	Na Sodium 22.98976928	12	Mg Magnesium 24.3050	13	Al Aluminium 26.9815386	14	Si Silicon 28.0855	15	P Phosphorus 30.973762	16	S Sulfur 32.065	17	Cl Chlorine 35.453	18	Ar Argon 39.948																																											
19	K Potassium 39.0983	20	Ca Calcium 40.078	21	Sc Scandium 44.955912	22	Ti Titanium 47.867	23	V Vanadium 50.9415	24	Cr Chromium 51.9961	25	Mn Manganese 54.938045	26	Fe Iron 55.845	27	Co Cobalt 58.933195	28	Ni Nickel 58.9334	29	Cu Copper 63.546	30	Zn Zinc 65.38	31	Ga Gallium 69.723	32	Ge Germanium 72.64	33	As Arsenic 74.92160	34	Se Selenium 78.96	35	Br Bromine 79.904	36	Kr Krypton 83.798																							
37	Rb Rubidium 85.4678	38	Sr Strontium 87.62	39	Y Yttrium 88.90585	40	Zr Zirconium 91.224	41	Nb Niobium 92.90638	42	Mo Molybdenum 95.96	43	Tc Technetium (97.9072)	44	Ru Ruthenium 101.07	45	Rh Rhodium 102.90550	46	Pd Palladium 106.42	47	Ag Silver 107.8682	48	Cd Cadmium 112.411	49	In Indium 114.818	50	Sn Tin 118.710	51	Sb Antimony 121.760	52	Te Tellurium 127.60	53	I Iodine 126.90447	54	Xe Xenon 131.293																							
55	Cs Caesium 132.9054519	56	Ba Barium 137.327	57-71		72	Hf Hafnium 178.49	73	Ta Tantalum 180.94788	74	W Tungsten 183.84	75	Re Rhenium 186.207	76	Os Osmium 190.23	77	Ir Iridium 192.217	78	Pt Platinum 195.084	79	Au Gold 196.966569	80	Hg Mercury 200.59	81	Tl Thallium 204.3833	82	Pb Lead 207.2	83	Bi Bismuth 208.98040	84	Po Polonium (208.9824)	85	At Astatine (209.9871)	86	Rn Radon (222.0176)																							
87	Fr Francium (223)	88	Ra Radium (226)	89-103		104	Rf Rutherfordium (261)	105	Db Dubnium (262)	106	Sg Seaborgium (266)	107	Bh Bohrium (264)	108	Hs Hassium (277)	109	Mt Meitnerium (268)	110	Ds Darmstadtium (271)	111	Rg Roentgenium (272)	112	Uub Ununbium (285)	113	Uut Ununtrium (284)	114	Uuq Ununquadium (289)	115	Uup Ununpentium (288)	116	Uuh Ununhexium (292)	117	Uus Ununseptium	118	Uuo Ununoctium (294)																							

For elements with no stable isotopes, the mass number of the isotope with the longest half-life is in parentheses.

Design and Interface Copyright © 1997 Michael Dayah (michael@dayah.com). <http://www.ptable.com/>



57	La Lanthanum 138.90547	58	Ce Cerium 140.116	59	Pr Praseodymium 140.90765	60	Nd Neodymium 144.242	61	Pm Promethium (145)	62	Sm Samarium 150.36	63	Eu Europium 151.964	64	Gd Gadolinium 157.25	65	Tb Terbium 158.92535	66	Dy Dysprosium 162.500	67	Ho Holmium 164.93032	68	Er Erbium 167.259	69	Tm Thulium 168.93421	70	Yb Ytterbium 173.054	71	Lu Lutetium 174.9668
89	Ac Actinium (227)	90	Th Thorium 232.03806	91	Pa Protactinium 231.03688	92	U Uranium 238.02891	93	Np Neptunium (237)	94	Pu Plutonium (244)	95	Am Americium (243)	96	Cm Curium (247)	97	Bk Berkelium (247)	98	Cf Californium (251)	99	Es Einsteinium (252)	100	Fm Fermium (257)	101	Md Mendelevium (258)	102	No Nobelium (259)	103	Lr Lawrencium (262)

İyonlaşma enerjisi

Bir atomun nötr pozisyonundan bir elektron uzaklaştırmak için gerekli olan enerji (Katyonlaşma enerjisi)

İyon: Toplam proton sayısının toplam elektron sayısına eşit olmadığı atom veya molekül. Bu durumda, atom pozitif veya negatif elektron yükü taşır. Bir nötr atom bir veya birden fazla elektron kaybettiğinde, pozitif yüke sahip olur (**katyon**), benzer şekilde, atom elektron alırsa, negatif yüklü olur (**anyon**).



Periodic Table of Elements

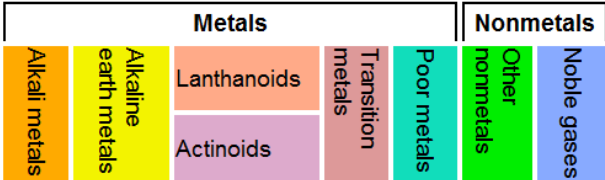
Düşük İyonlaşma enerjisi

Yüksek İyonlaşma enerjisi



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
1 H Hydrogen 1.00794																	2 He Helium 4.002602	
3 Li Lithium 6.941	4 Be Beryllium 9.012182																	10 Ne Neon 20.1797
11 Na Sodium 22.98976928	12 Mg Magnesium 24.3050																	18 Ar Argon 39.948
19 K Potassium 39.0983	20 Ca Calcium 40.078	21 Sc Scandium 44.955912	22 Ti Titanium 47.887	23 V Vanadium 50.9415	24 Cr Chromium 51.9961	25 Mn Manganese 54.938045	26 Fe Iron 55.845	27 Co Cobalt 58.933195	28 Ni Nickel 58.9334	29 Cu Copper 63.546	30 Zn Zinc 65.38	31 Ga Gallium 69.723	32 Ge Germanium 72.64	33 As Arsenic 74.92160	34 Se Selenium 78.96	35 Br Bromine 79.904	36 Kr Krypton 83.798	
37 Rb Rubidium 85.4678	38 Sr Strontium 87.62	39 Y Yttrium 88.90585	40 Zr Zirconium 91.224	41 Nb Niobium 92.90638	42 Mo Molybdenum 95.96	43 Tc Technetium (97.9072)	44 Ru Ruthenium 101.07	45 Rh Rhodium 102.90550	46 Pd Palladium 106.42	47 Ag Silver 107.8682	48 Cd Cadmium 112.411	49 In Indium 114.818	50 Sn Tin 118.710	51 Sb Antimony 121.760	52 Te Tellurium 127.60	53 I Iodine 126.90447	54 Xe Xenon 131.293	
55 Cs Caesium 132.9054519	56 Ba Barium 137.327	57-71 Lanthanoids	72 Hf Hafnium 178.49	73 Ta Tantalum 180.94788	74 W Tungsten 183.84	75 Re Rhenium 186.207	76 Os Osmium 190.23	77 Ir Iridium 192.217	78 Pt Platinum 195.084	79 Au Gold 196.966569	80 Hg Mercury 200.59	81 Tl Thallium 204.3833	82 Pb Lead 207.2	83 Bi Bismuth 208.98040	84 Po Polonium (208.9824)	85 At Astatine (209.9871)	86 Rn Radon (222.0178)	
87 Fr Francium (223)	88 Ra Radium (226)	89-103 Actinoids	104 Rf Rutherfordium (261)	105 Db Dubnium (262)	106 Sg Seaborgium (266)	107 Bh Bohrium (264)	108 Hs Hassium (277)	109 Mt Meitnerium (268)	110 Ds Darmstadtium (271)	111 Rg Roentgenium (272)	112 Uub Ununbium (285)	113 Uut Ununtrium (284)	114 Uuq Ununquadium (289)	115 Uup Ununpentium (288)	116 Uuh Ununhexium (292)	117 Uus Ununseptium	118 Uuo Ununoctium (294)	

- C** Solid
- Hg** Liquid
- H** Gas
- Rf** Unknown



Azalan İyonlaşma enerjisi

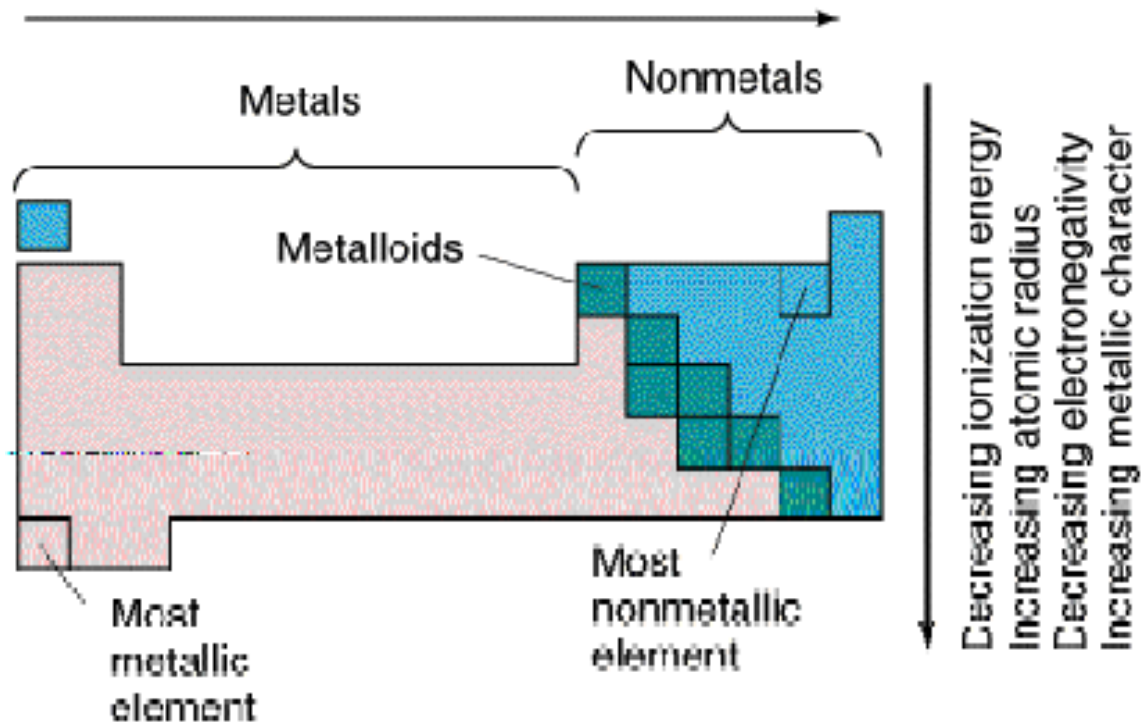
For elements with no stable isotopes, the mass number of the isotope with the longest half-life is in parentheses.

Design and Interface Copyright © 1997 Michael Dayah (michael@dayah.com). <http://www.ptable.com/>

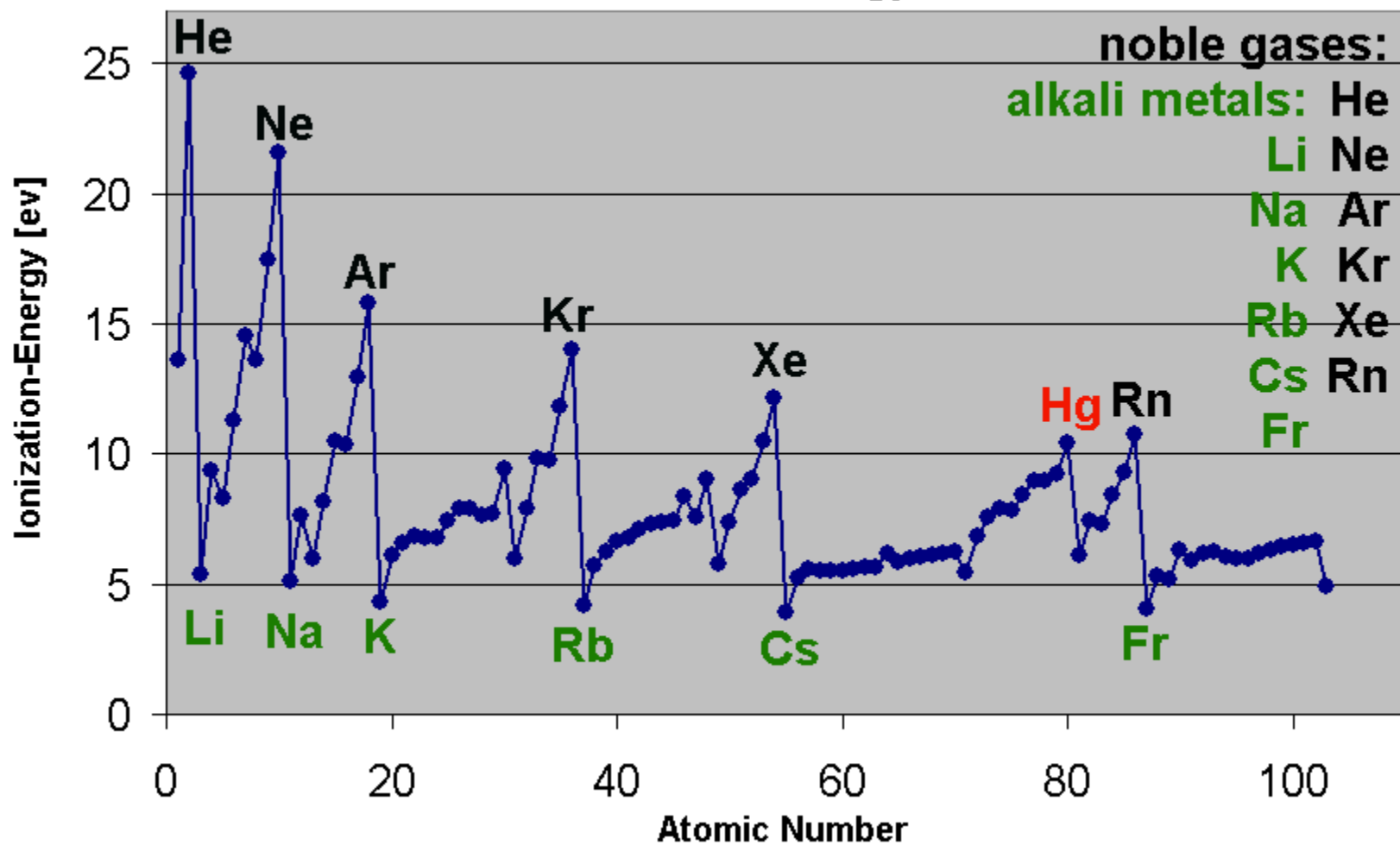


57 La Lanthanum 138.90547	58 Ce Cerium 140.116	59 Pr Praseodymium 140.90765	60 Nd Neodymium 144.242	61 Pm Promethium (145)	62 Sm Samarium 150.36	63 Eu Europium 151.964	64 Gd Gadolinium 157.25	65 Tb Terbium 158.92535	66 Dy Dysprosium 162.500	67 Ho Holmium 164.93032	68 Er Erbium 167.259	69 Tm Thulium 168.93421	70 Yb Ytterbium 173.054	71 Lu Lutetium 174.9668
89 Ac Actinium (227)	90 Th Thorium 232.03806	91 Pa Protactinium 231.03688	92 U Uranium 238.02891	93 Np Neptunium (237)	94 Pu Plutonium (244)	95 Am Americium (243)	96 Cm Curium (247)	97 Bk Berkelium (247)	98 Cf Californium (251)	99 Es Einsteinium (252)	100 Fm Fermium (257)	101 Md Mendelevium (258)	102 No Nobelium (259)	103 Lr Lawrencium (262)

Increasing ionization energy
Decreasing atomic radius
Increasing nonmetallic character and electronegativity
Decreasing metallic character



Ionization-Energy



ELEMENTLERİN BİRBİRİNİN YERİNE GEÇMESİ

İzomorfizma (Eşbiçimlilik)

Benzer kimyasal bileşim ve kristal yapısına sahip maddeler birbirlerinin izomorfudurlar.

Katı eriyik ? (Olivin mineralleri: Fayalit ve forsterit)

Halit ve galen izomorflar...

Fayalit: Fe_2SiO_4

Forsterit: Mg_2SiO_4

Halit: NaCl (1 katyon – 1 anyon)

Galen: PbS

$(\text{Fe}, \text{Mg})_2 \text{SiO}_4$

$(\text{Fe}_{1.83}\text{Mg}_{0.17})\text{SiO}_4$

Polimorfizma (Çok biçimlilik)

Benzer kimyasal bileşim ancak farklı kristal yapısına sahip maddeler birbirlerinin polimorfudurlar.

Kalsit (trigonal) ve Aragonit (ortorombik) (CaCO_3)

Kuvars (trigonal) ve Kalsedon (trigonal-monoklinik) (SiO_2)

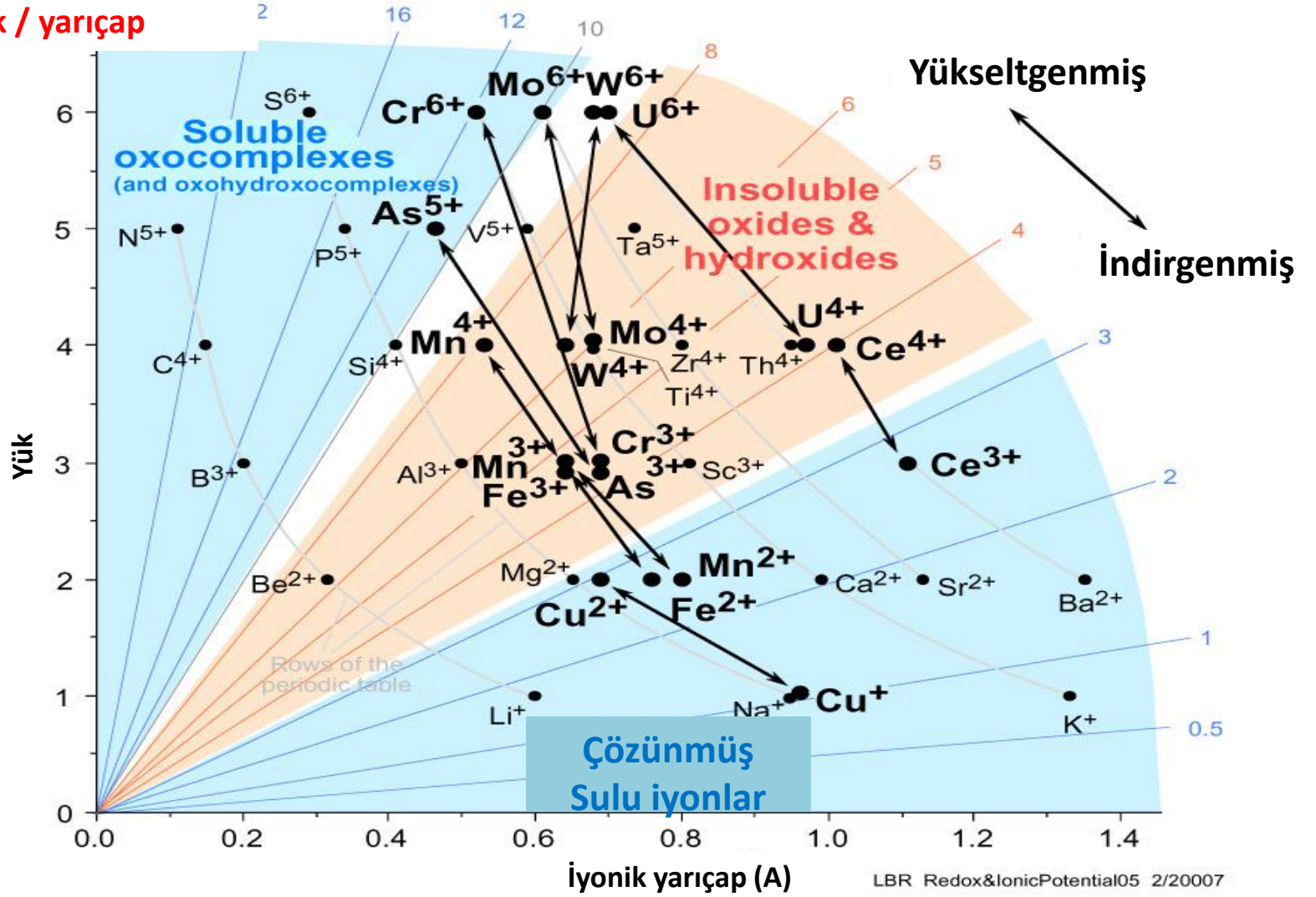
İyonik Potansiyel

Bazı elementlerin birden fazla pozitif oksitlenme durumu vardır (yani birden çok katyon oluşturabilirler) ve bu katyonların davranışı farklı olmaktadır.

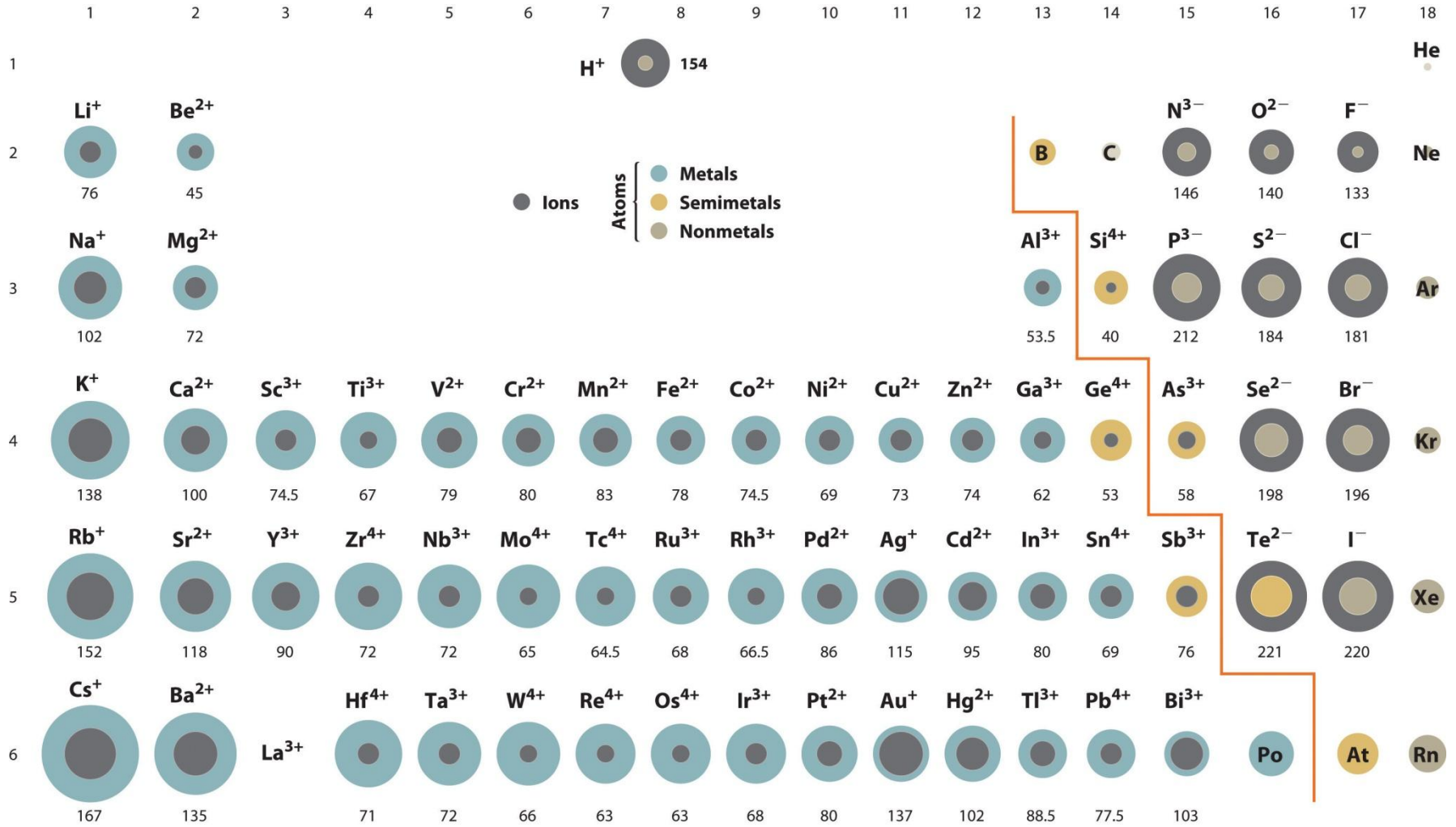
Katyonların çözünürlüğü, iyon yükünün iyon yarıçapına oranı olarak tanımlanan “iyonik potansiyel” kavramına bağlıdır. Na^+ gibi düşük iyonik potansiyele sahip iyonlar oksijen ile zayıf bağ kurduklarından kolay çözünürler. Bunun yanı sıra, S^{+6} gibi yüksek iyonik potansiyele sahip iyonlar oksijen ile çok kuvvetli bağ yaparlar ve SO_4^{-2} (sülfat) şeklinde çözünür anyon kompleksleri oluştururlar. Bunların arasında kalan Al^{+3} gibi orta derecede iyonik potansiyele sahip iyonlar ise, oksijen ile birleşerek çözünürlüğü oldukça düşük duraylı oksitler veya hidroksitler oluştururlar.

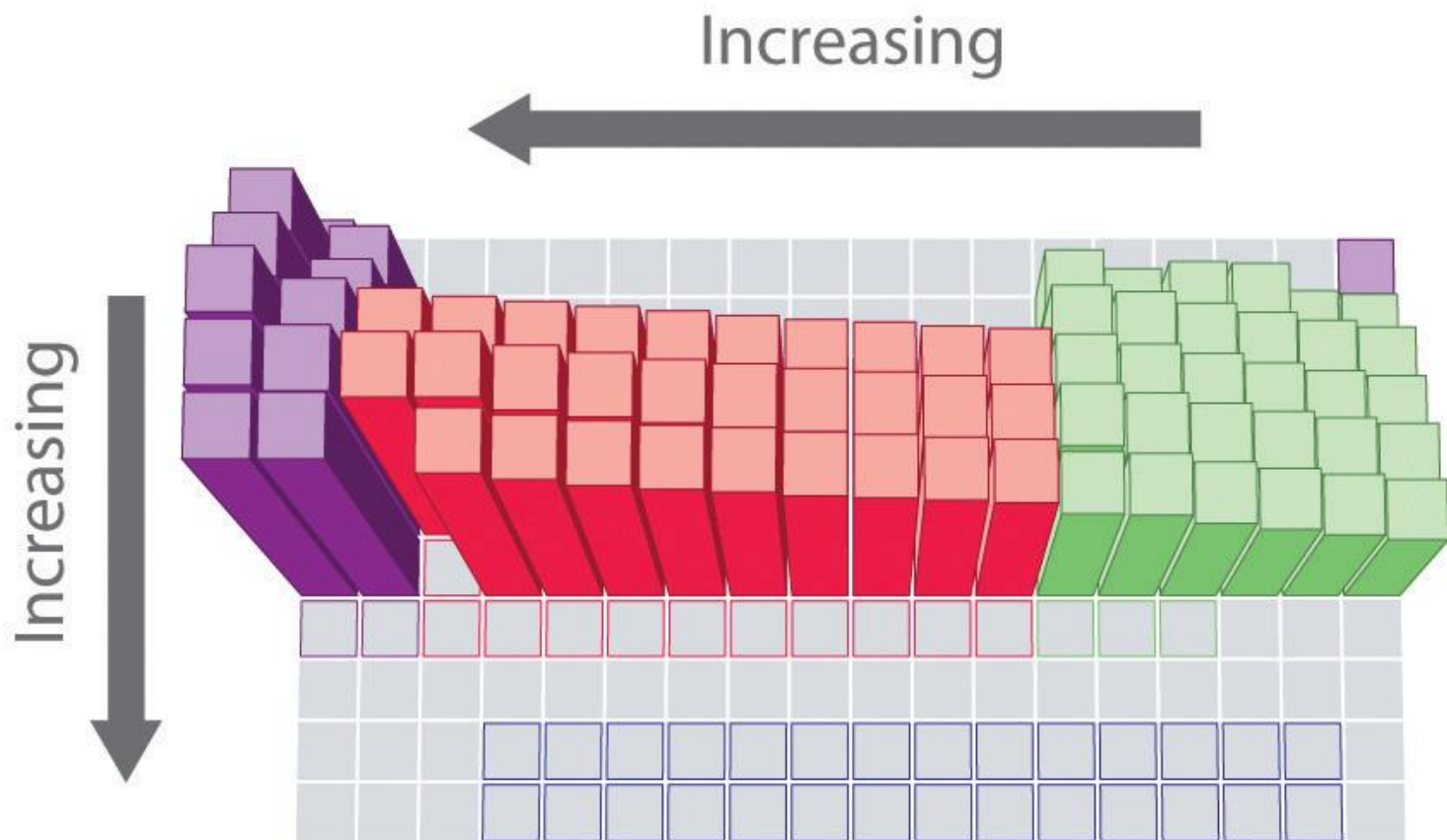
Oksitlenme veya indirgenme bazı elementlerin bir gruptan bir diğerine geçmesine neden olur. Örneğin, Fe indirgenme durumunda Ca^{+2} veya Mg^{+2} gibi çözünür olmakta, ancak oksitlenme şartlarında (Fe^{+3}) Al^{+3} gibi çözünürlüğü düşmektedir.

iyonik potansiyel =
yük / yarıçap



Elementlerin atom yarıçapları (pikometre olarak) (1 pikometre = 0.01 angström)





Calculated atomic radius (pm),
s-, *p*-, and *d*-block elements

■ *s* block

■ *p* block

■ *d* block

■ *f* block

İyonik yer değiştirme (Substitution) Goldschmidt kuralları

Bir mineral veya kristal içinde yer değiştirecek iyonların,

- ✓ Yarıçapları (**Angström: 10^{-10} m**) arasındaki fark %15'den küçük olmalı.
- ✓ Elektrik nötrlük (elektronegatiflik) sağlandığı müddetçe, yük farkı 1 olursa yer değiştirme gerçekleşir. İyonların yük farkı > 1 ise, yer değiştirme düşük derecede olur.
- ✓ Yüksek iyonik potansiyele sahip iyonlar sağlam bağ oluştururlar.
- ✓ Yük ve iyonik çap koşulları sağlansa bile, farklı iyonik karakterde bağ oluşturan ve farklı elektronegatifliğe sahip iyonlar birbirlerinin yerini alamayabilirler.

Dağılım Katsayısı (D)

$$D = C^X / C^L$$

C^X = Herhangi bir minör elementin kristaldeki konsantrasyonu

C^L = Aynı minör elementin sıvıdaki konsantrasyonu

$D > 1$ ise, yakalama

$D < 1$ ise, tutunma

$D = 1$ ise, kamuflaj

$$D_A = (C^X / C^L)_A$$

$$D_B = (C^X / C^L)_B$$

$$D_A / D_B = (C^X)_A / (C^X)_B = K \text{ (sabit)}$$

Laboratuarda bu minör elementin A ve B kayacına hangi sıcaklıkta katılacağı belirlenebilir. A ve B kayalarındaki iz elementlerin oranından oluşum sıcaklığı ortaya çıkarılabilir.

İz (trace) elementler

Konsantrasyonu ağırlık olarak % <0.1 (< 1000 ppm) olan elementler. İz elementler magmatik işlevlerin ortaya konmasında kullanılan çok güçlü petrojenetik belirteçlerdir.

NTE (**N**adir **T**oprak **E**lementleri): Atom numarası 57 (La) -71 (Lu)
La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu

Hafif NTE: Düşük atom numaralı ancak büyük iyon yarıçaplı

Ağır NTE: Yüksek atom numaralı ancak küçük iyon yarıçaplı

Jeokimyasal olarak benzer davranış sergilerler (Uyumsuz elementler)

Üç (+3) yüklüdürler (Eu⁺² ve Ce⁺⁴ dışında)

Eu²⁺/Eu³⁺ oranı oksijen fugasitesine (yükseltgenme) bağlıdır.

Eu²⁺ kalsiyum (Ca²⁺) ile aynı yüke sahip olduğundan Ca-ca zengin minerallerde kalsiyumun yerine geçer.

Uyumlu – Uyumsuz elementler (Compatible – Incompatible) elements

Uyumsuz elementler sıvı fazda yoğunlaşırlar ($D < 1$)....

Uyumlu elementler katı fazda yoğunlaşırlar ($D > 1$)....

Uyumsuz elementler 2 alt grup oluştururlar:

Düşük iyon yarıçaplı, yüksek yüklü olan kalıcılığı yüksek elementler (HFS elements: High-field strength elements) (REE, Th, U, Ce, Pb⁴⁺, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta)

Kalıcılığı ve iyon yükü düşük olan büyük iyon yarıçaplı elementler (LIL: Large Ion Lithophile elements) (oldukça hareketli elementler)

Büyük iyon yarıçaplı elementler (Large Ion Lithophile) LIL elements

Soğuyan bir magmanın kristalleşmesi sırasında elementler yük ve büyüklük bakımından sıralanırlar. Ana kayaç yapıcı minerallerin bünyesine girmeyen elementler uyumsuz (incompatible) element olarak adlandırılır.

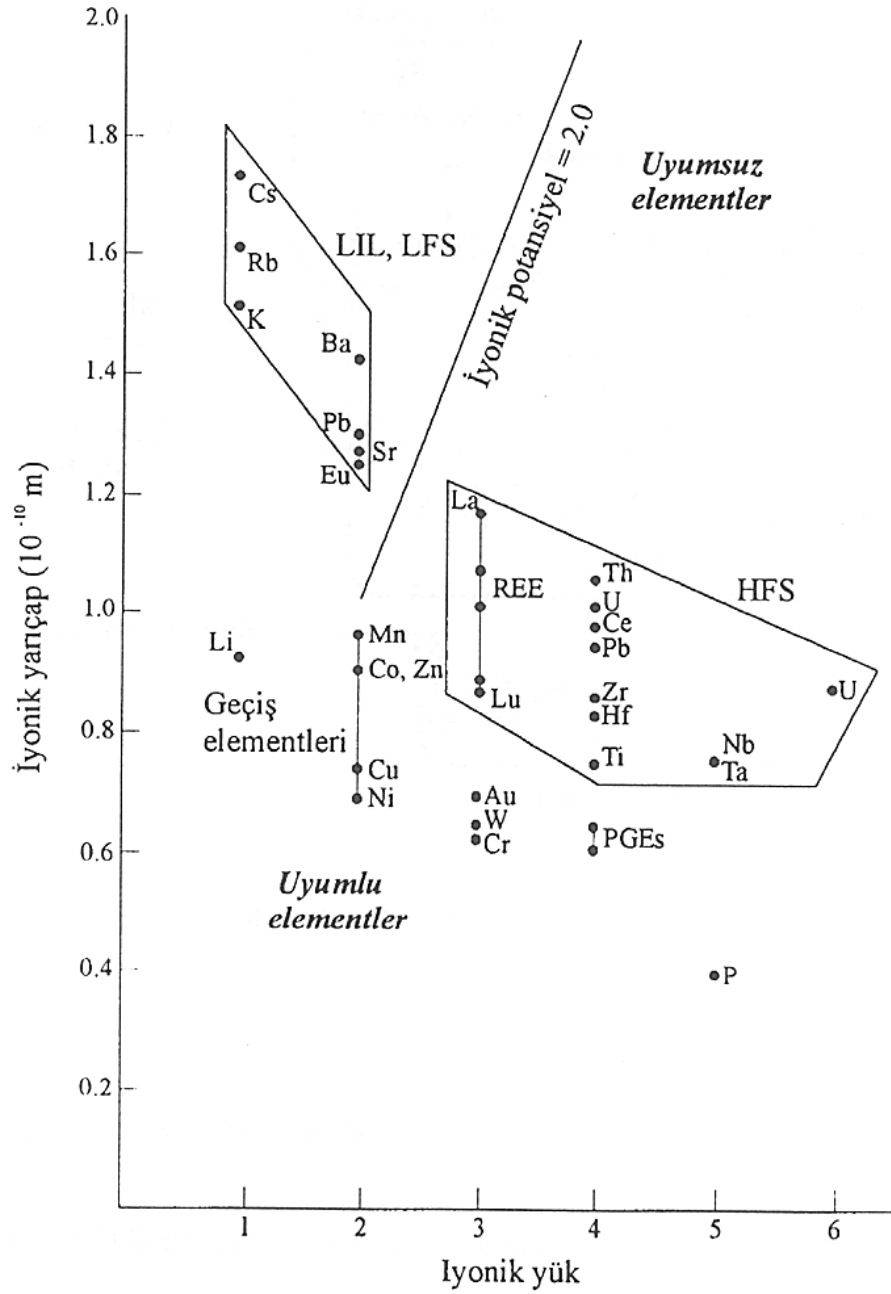
Bu elementler kalıntı magmada zenginleşirler.

K^+ , Rb^+ , Cs^+ , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Zr^{4+} , Hf^{4+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} , Th^{4+} ve NTE

Yük farkı fazla olduğunda, elektronegatifliğin sağlanması zorlaşır.

Coupled substitution (Eşli yer değiştirme)

Adsorption (Tutunma)



Sıvı ve katı arasındaki bölünme

Kamufraj: Minör elementlerin aynı yük ve benzer iyon yarıçapına sahip olma durumu

Zirkon (ZrSiO_4): Zr^{4+} (0.80 Å) ve Hf^{4+} (0.79 Å)

Yakalama: Minör elementler majör elementlere göre daha yüksek iyonik potansiyele sahip olduklarından kristal yapısına tercihli olarak girerler.

Ba^{2+} (1.44 Å) ve Sr^{2+} (1.21 Å) feldspatta (KAlSi_3O_8) potasyumun (K^+ : 1.40 Å) yerini alırlar.

Yük dengesi bozuldu?

Bu durumda, elektronegatifliğin sağlanması için Al^{3+} veya Si^{4+} 'un eşli yer değiştirmesi gerçekleşir.

Sıvı ve katı arasındaki bölünme

Tutunma: Yerine geçeceği majör elemente göre daha düşük iyonik potansiyele sahip minör elementin ya daha düşük yükte olması veya daha büyük yarıçapa sahip olması gerekir veya her iki durumda istenir.

Feldspatta (KAlSi_3O_8),

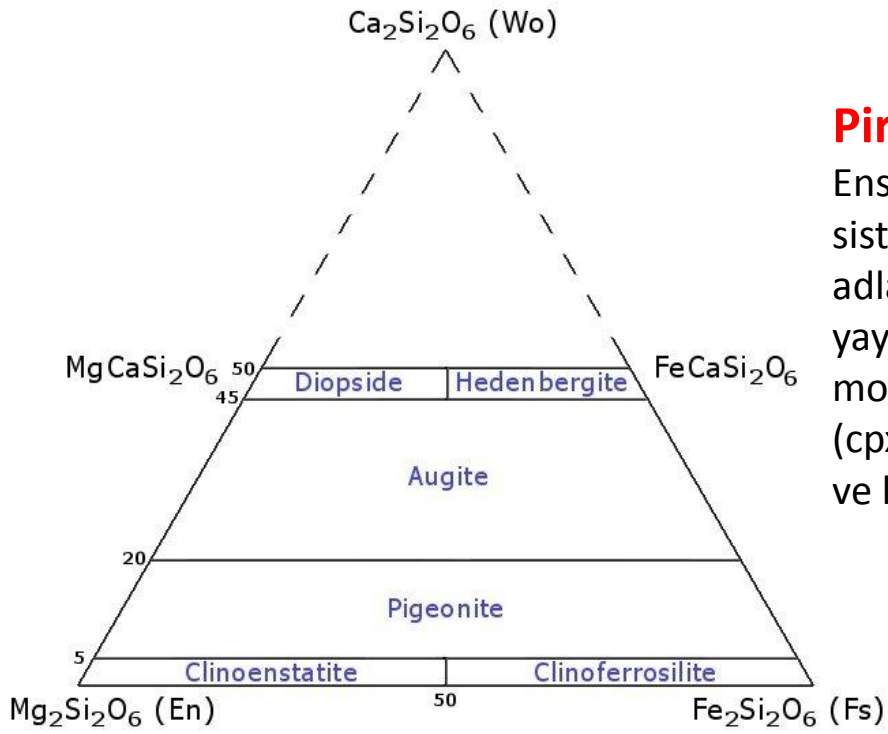
Rubidyumun (Rb^+ : 1.57 Å) potasyumun (K^+ : 1.40 Å) yerini alması

Kalsitte (CaCO_3),

Stronsiyumun kalsiyumun yerini alması

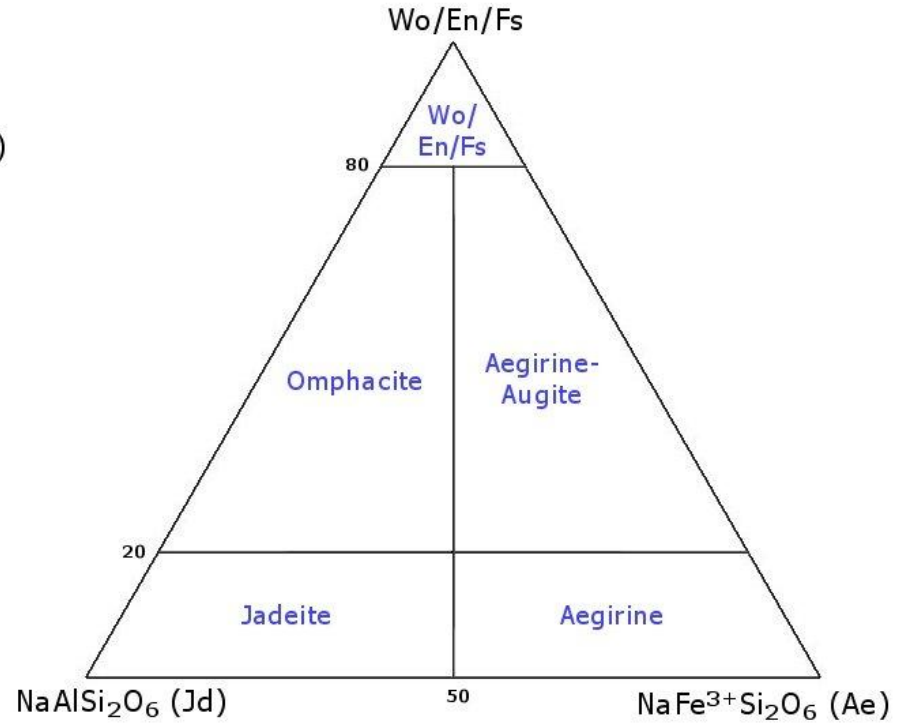
Klorürlerde,

Bromürün klorürün yerini alması

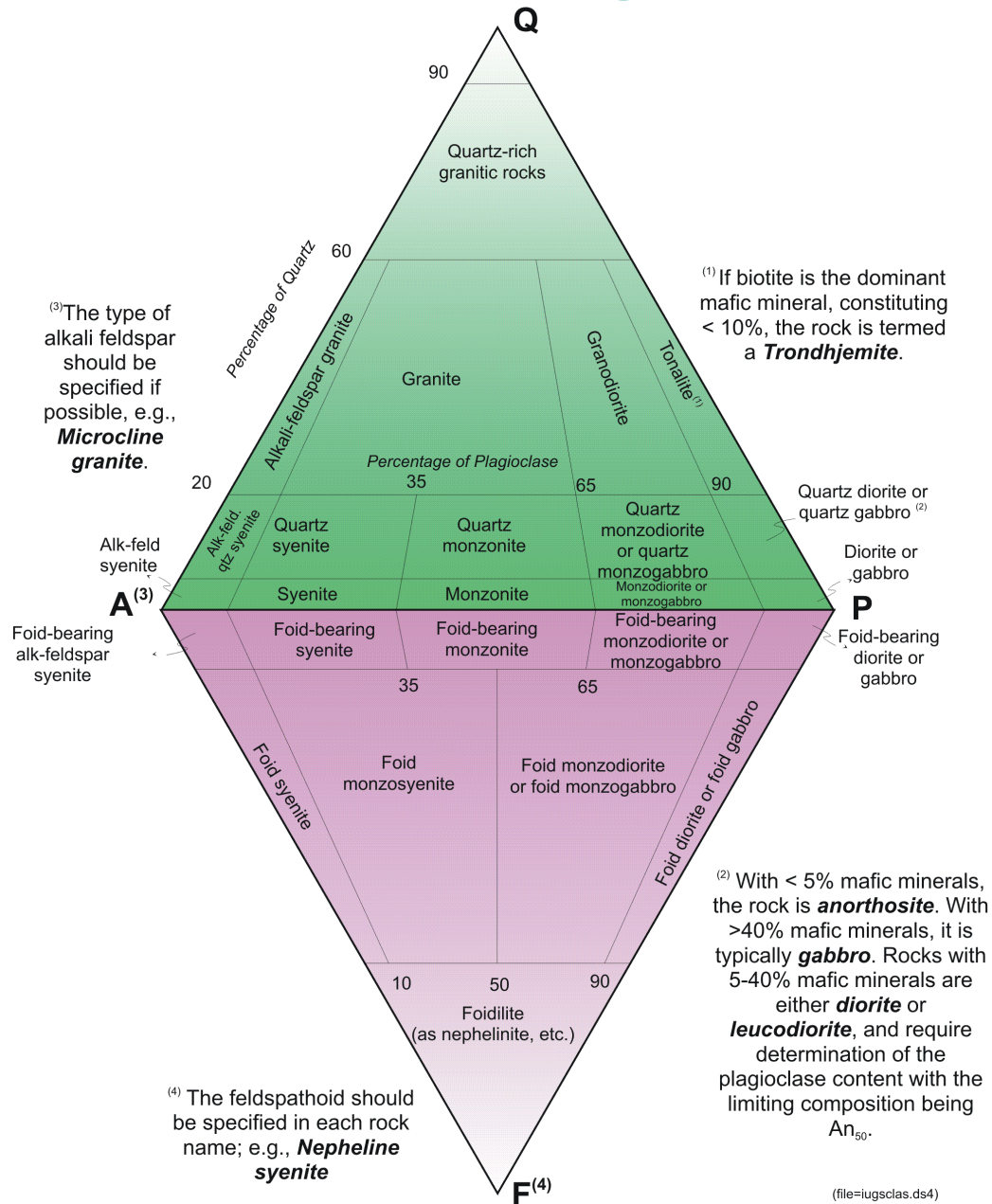


Piroksen:

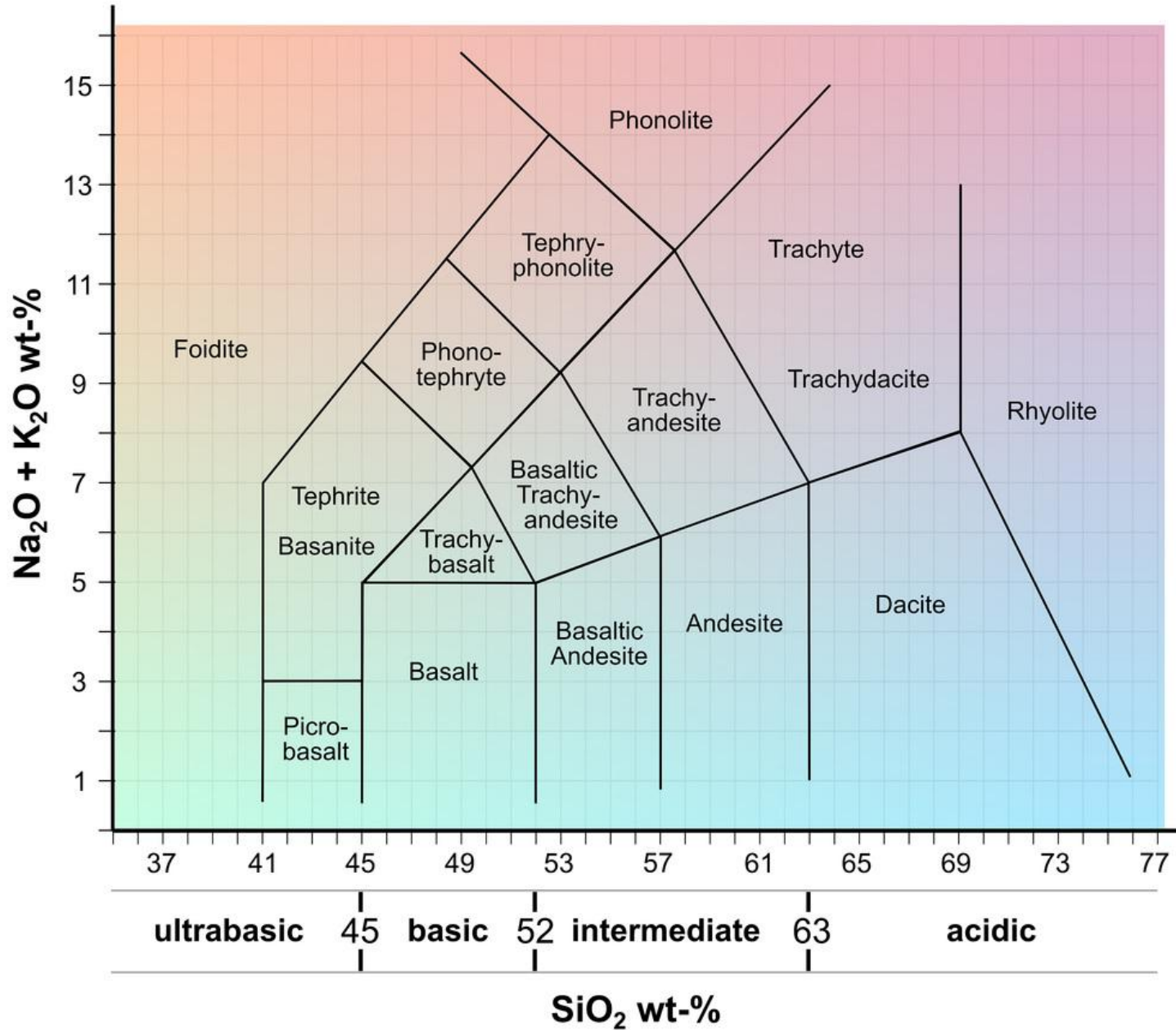
Enstatit ve ferrosilit, kristal sistemleri ortorombik sisteme ait olduklarından ortopiroksen (opx) olarak adlandırılır. Ancak yüksek sıcaklıkta, diğer tüm yaygın piroksenlerde olduğu üzere, kristal sistemi monoklinik olur ve bu tür piroksenler klinopiroksen (cpx) olarak isimlendirilir (Bu durumda klinoenstatit ve klinoferrosilit adını alırlar).



IUGS Classification of Igneous Rocks



TAS Diagram of Volcanic Rocks



Ion	Average Seawater		Typical Freshwater	
	ppm	percent of total salinity	ppm	percent of total salinity
Chloride (Cl^-)	19300	55.1%	5	6%
Sodium (Na^+)	10700	30.6%	5	6%
Sulfate (SO_4^{2-})	2700	7.7%	15	19%
Magnesium (Mg^{++})	1300	3.7%	3	4%
Potassium (K^+)	400	1.1%	2	3%
Calcium (Ca^{++})	400	1.1%	15	19%
Bicarbonate (HCO_3^-)	130	0.4%	35	44%
Bromide (Br^-)	70	0.2%	0	0%
Total Dissolved Solids (ppm)	35000		80	
Salinity (‰)	35		0.08	

Majör ve iz element Jeokimyası

Nasıl Sismoloji yerkürenin iç katmanlarını anlamada önemli bir araç ise, üst manto ve alt kabuktan türeyen magmatik kayaların kimyasal ve izotopik bileşimleri de benzer şekilde arzın kayaç yapısı hakkında bilgi sağlar.

Magmatik kayaçların kimyasal bileşimleri

- Primer magmaların petrojenezi
 - kaynak kayacın mineraloji ve kimyasını yansıtır
- Magma ayrışması (diferansiyasyon)
 - derin kökenli kaynakların sığ işlevleri (karışım gibi)
- Radyojenik izotoplar
 - bileşimin zamana bağlı değişiminin incelenmesi

Majör ve iz element Jeokimyası

- **Majör elementler**

- Kayacın büyük bir bölümünü oluşturur
- ağırlıkça (wt.) % oksit olarak gösterilir, bollukları >0.1%
- XRF, ICP-MS ile analiz edilirler

- **İz elementler**

- Konsantrasyonları <0.1%
- ppm veya ppb olarak ifade edilirler
- XRF, ICP-MS, INAA ile analiz edilirler

- **Uçucu elementler (bileşikler)**

- H₂O, CO₂, SO₄
- Nadir gazlar : He, Ar, Ne, vs.
- Spektroskopi veya kütle spektrometresi (MS) ile analiz edilirler

- **Radyojenik izotoplar**

- Bir elementin radyojenik olan izotopunun radyojenik olmayan bir diğer izotopuna oranı
 - izotop: bir elementin atom # aynı ancak nötron # farklı olan atomlarıdır
- Oranlardaki değişim zaman içinde kaynaktaki radyoaktif bozunma ile oluşan farklılıkları yansıtır
- Değişimler son derece düşüktür : Manyetik sektör kütle spektrometresi ile ölçülür

- **Duraylı (kararlı) izotoplar**

- Jeolojik süreçlerle ayrımlaşan hafif kütleli izotoplar
- Manyetik sektör kütle spektrometresi (MS) ile analiz edilirler

Majör ve iz element Jeokimyası

- **Değişim Diyagramları**

– Kayaçlardaki (lav = magma ?) kimyasal farklılıkların veya yönelimlerin grafiklenmesi

- Sadece akışkanlar için geçerli (afirik lavlar ve tefralar)
- Kısmi ergime ve kristalleşme ürünlerinin belirlenmesi veya modellenmesi
- Majör element, iz element veya her ikisinin de grafiklenmesi

- **Majör elementler, Harker diyagramları**

- Eş oluşumlu lavlar = iyi yönlenmiş desenler
- Kaldıraç kuralı ile ayrımlaşan mineral birlikteliklerinin miktarı belirlenebilir
- Bükümlü yönelimler = kristalleşen mineral birlikteliklerindeki değişimler
- Magma serilerinin karşılaştırılması/ayırt edilmesi için basit ancak oldukça kullanışlı (güçlü) bir yöntem

Harker diyagramları

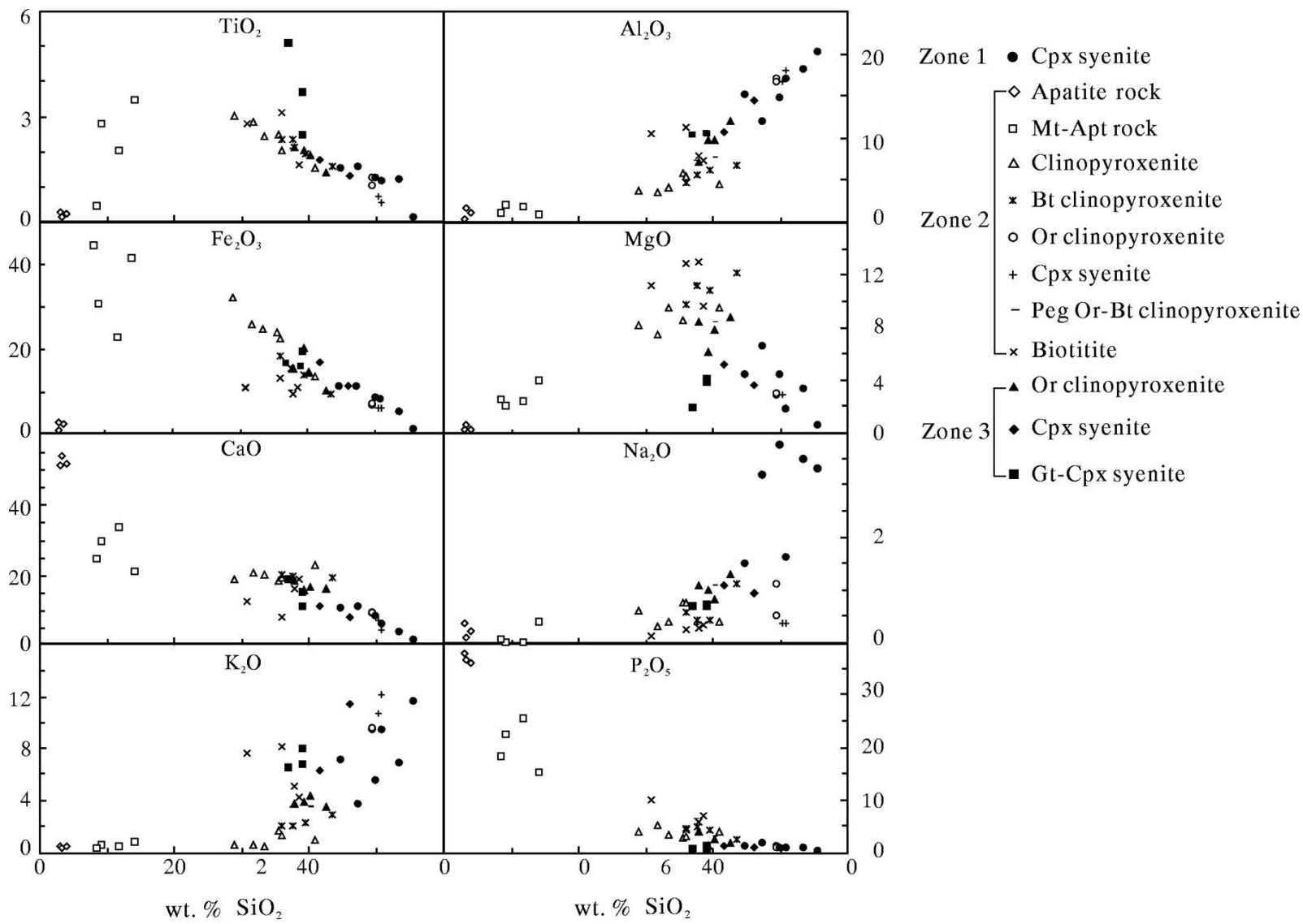
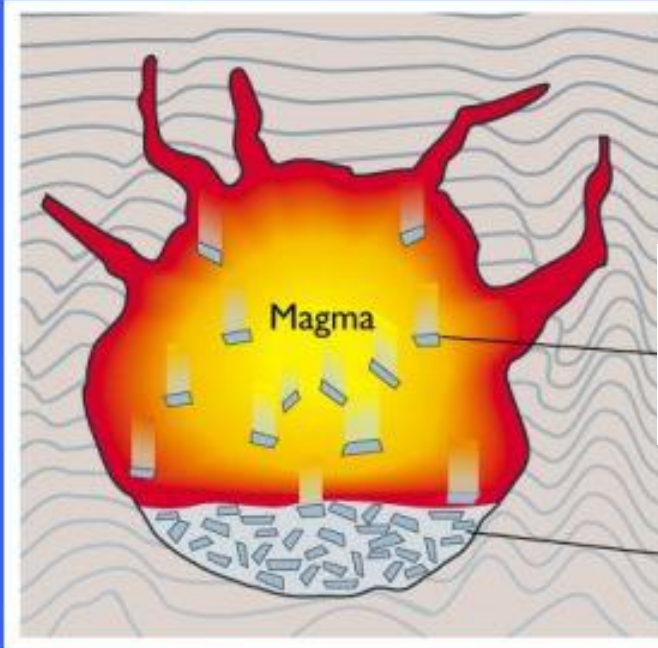


Fig. 5

Fraksiyonel (Bölümlü) Kristalleşme

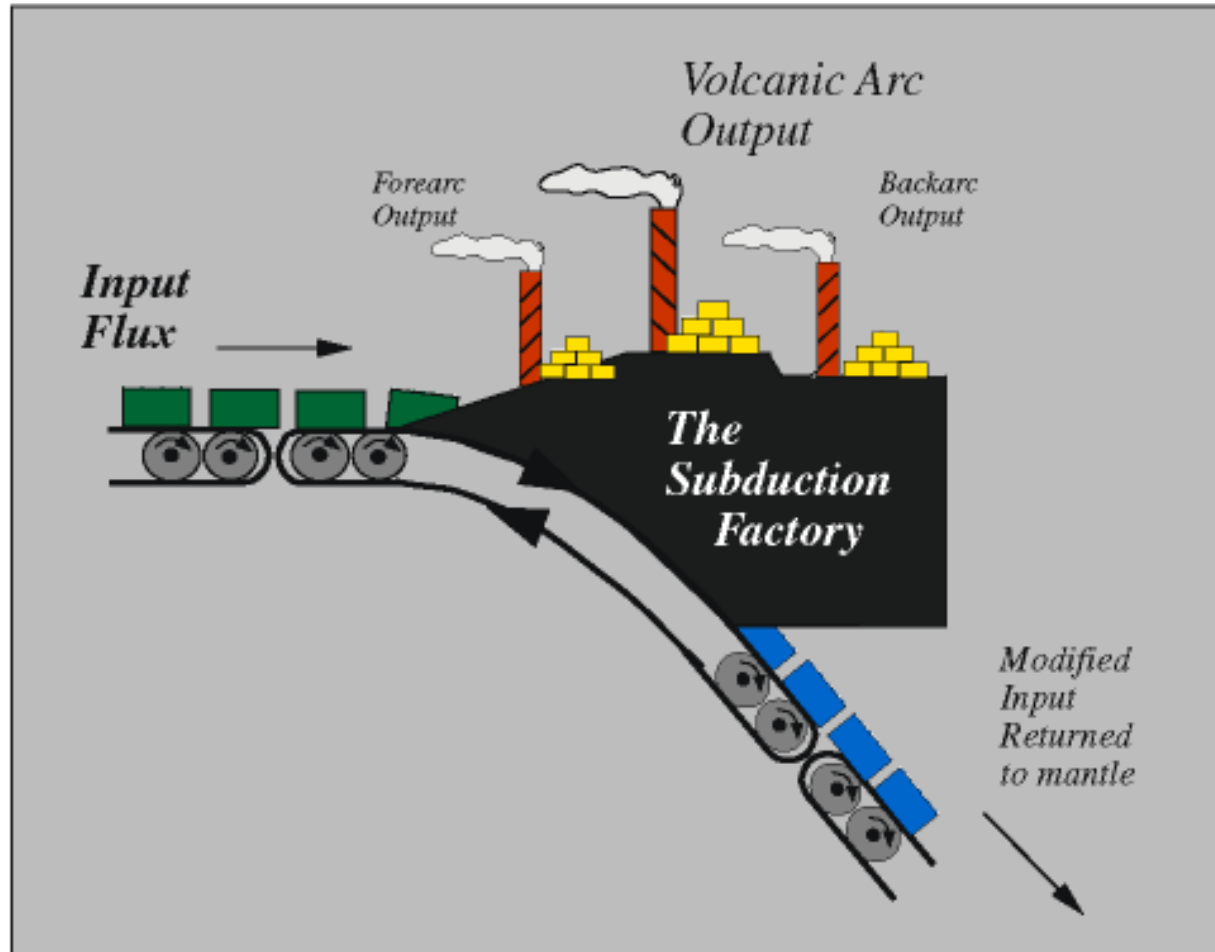
- Magmadan kristallerin kristalleşmesi ve ayrılması işlevi
- Kristallerin bileşimi magmadan farklıdır
- Fraksiyonel kristalleşme magmanın kimyasal bileşimini değiştirir
- Yüksek-sıcaklık mineralleri ilk önce kristallenirler

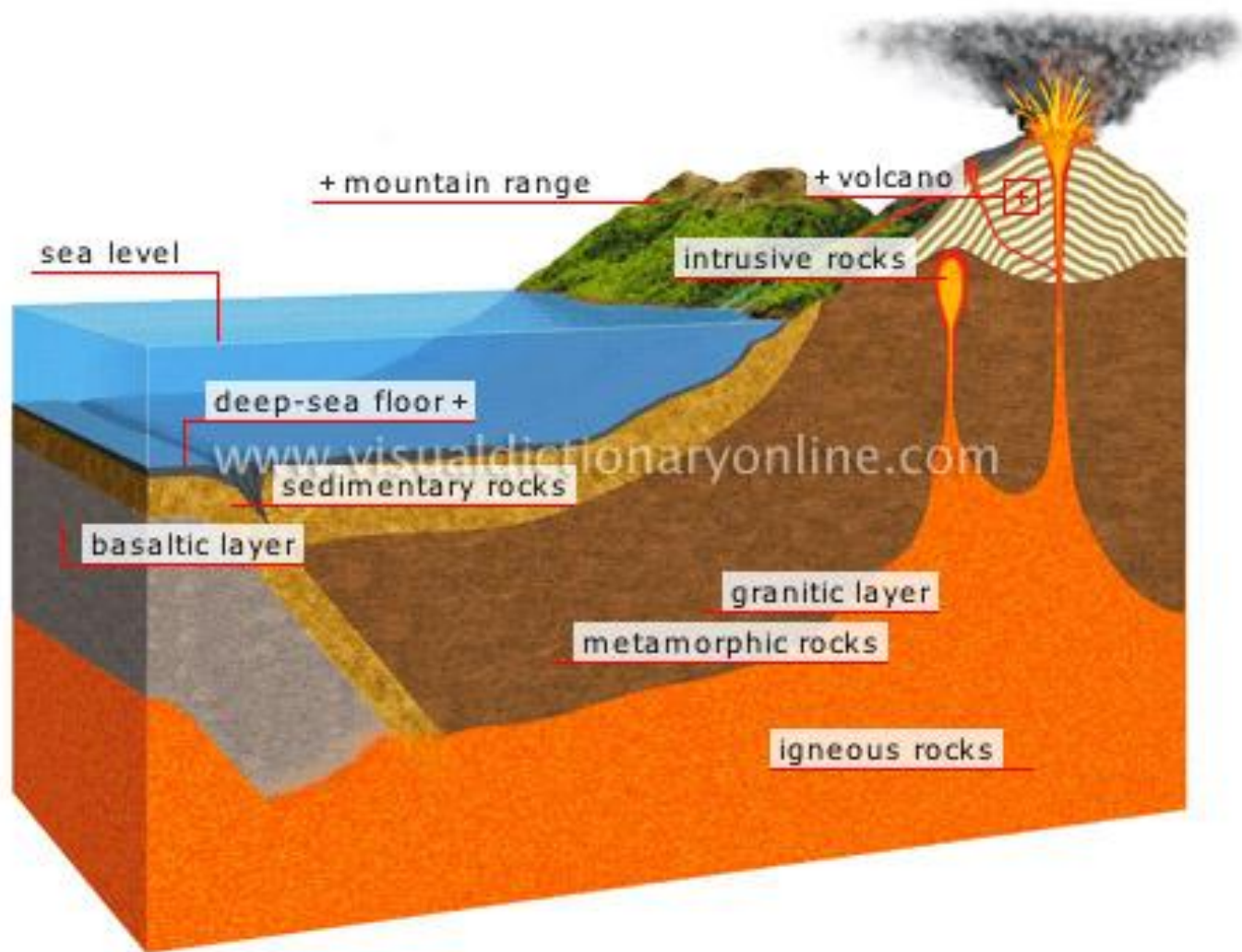


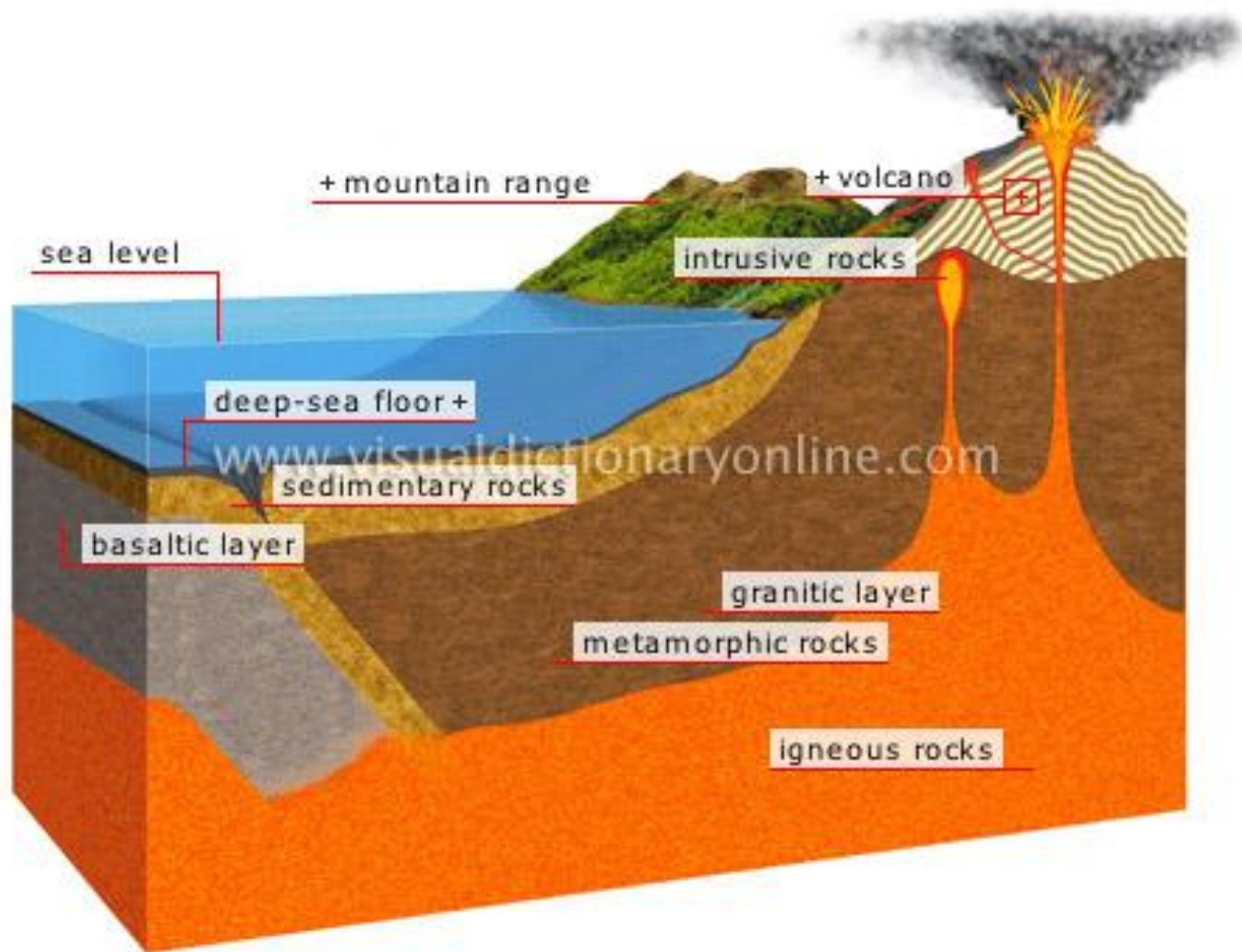
Soğumakta olan magmadan oluşan kristaller magma odacığının tabanına yığılırlar.

İlk soğuma sonucu oluşan kristaller tabanda çökelirler.

Dalma-Batma Fabrikası







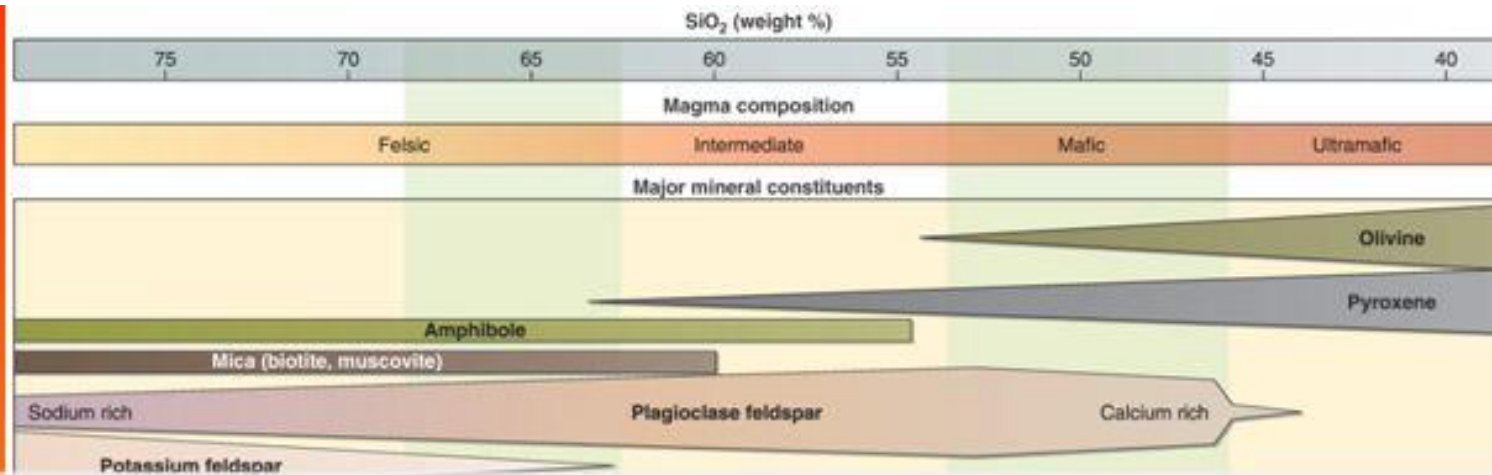
Ergime ve Kristalleşme:

Bir kayacın bütünüyle ergimesi veya magmanın bütünüyle kristalleşmesi sistemin toplu (bulk) bileşimini değiştirmez.

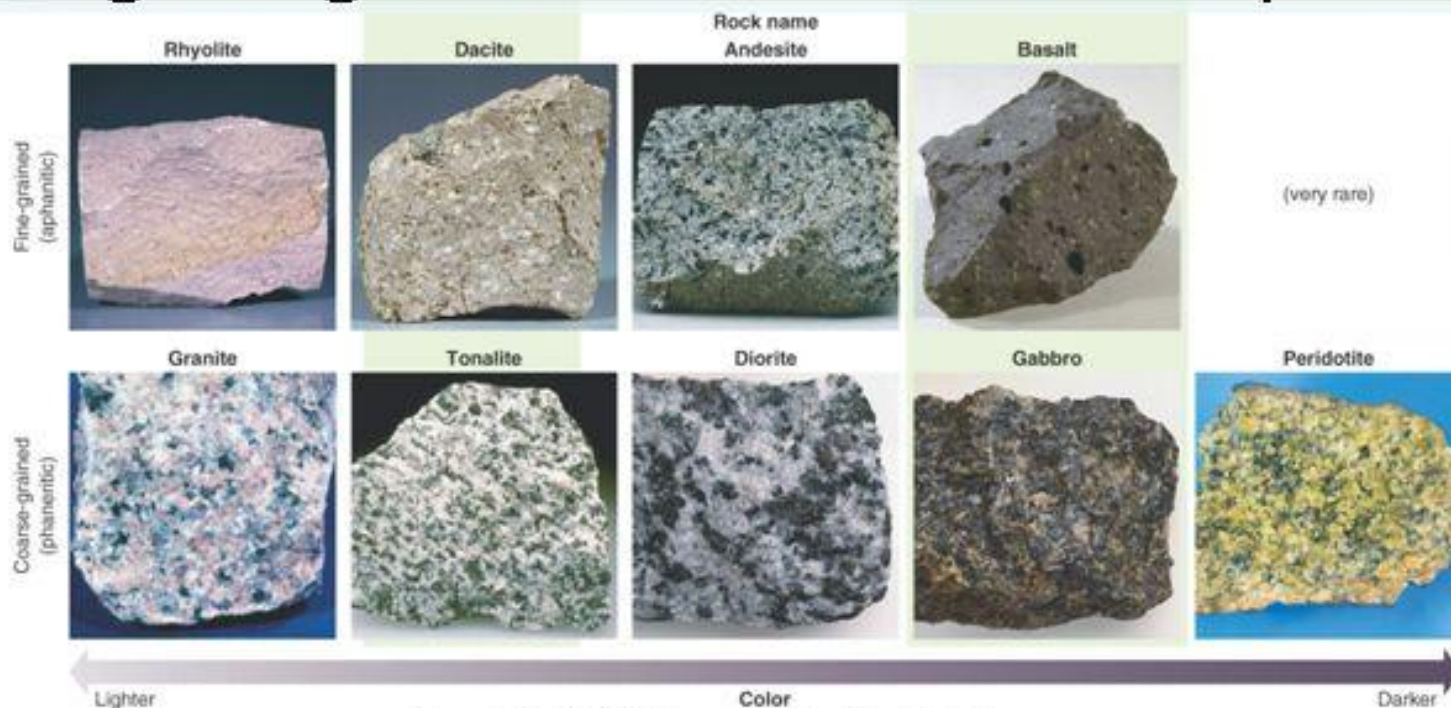
Bir istisna dışında!

Bu işlevlerden herhangi biri kısmen gerçekleştiğinde, katı veya akışkanın bileşimi çok farklı olabilir (özellikle çok küçük miktarlarda, f, ergiyik için).

Magma yüzeye yükseldiğinde ergime oluşur. Ergiyiğın viskozitesi (akmaya karşı gösterilen direnç) matrikse (kristalleşmiş kısım) göre daha düşük olduğundan hareket kabiliyeti (yükselme) daha fazladır.



Putting it together ... texture & composition



4.8 Why are there different types of volcanoes and volcanic eruptions?

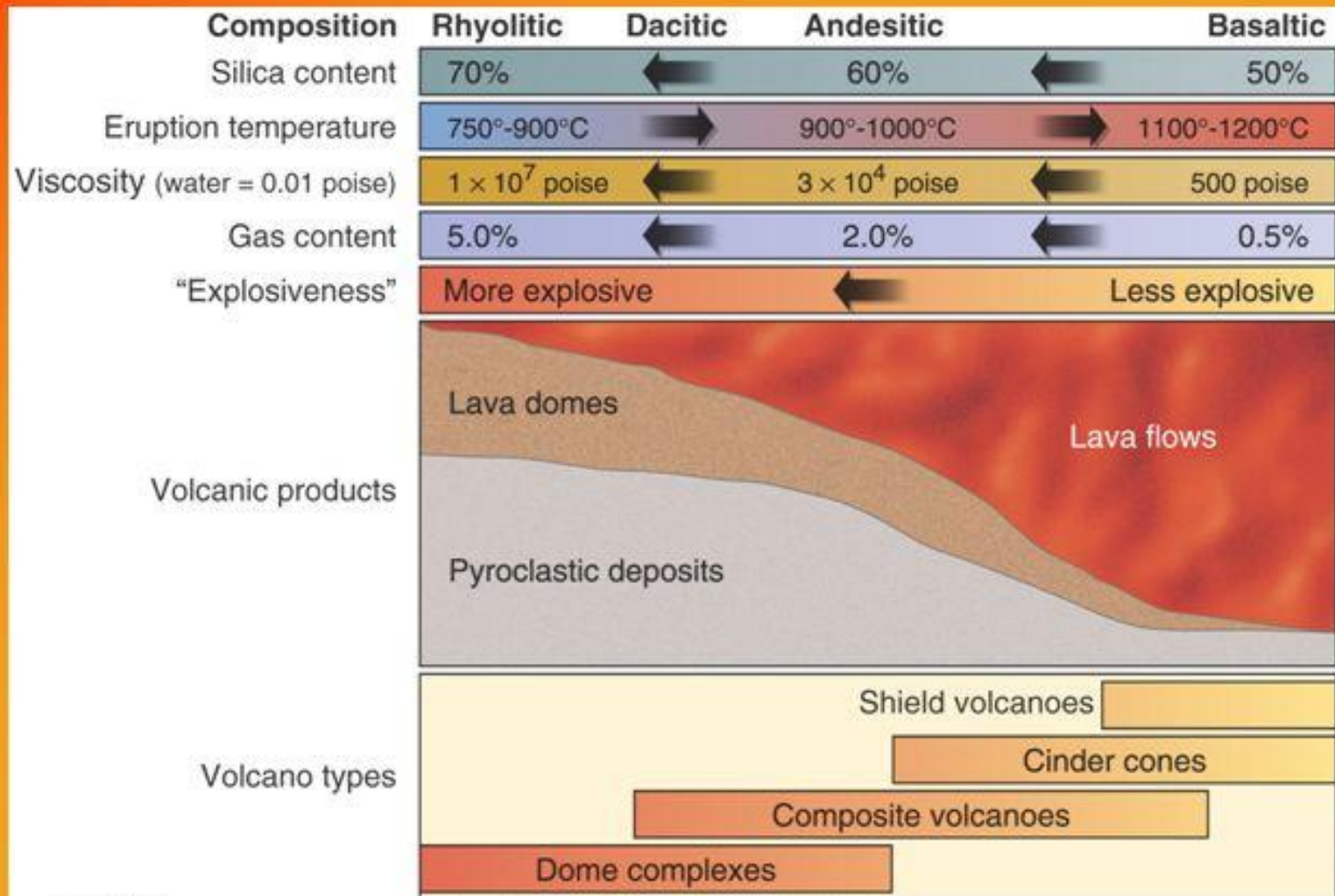
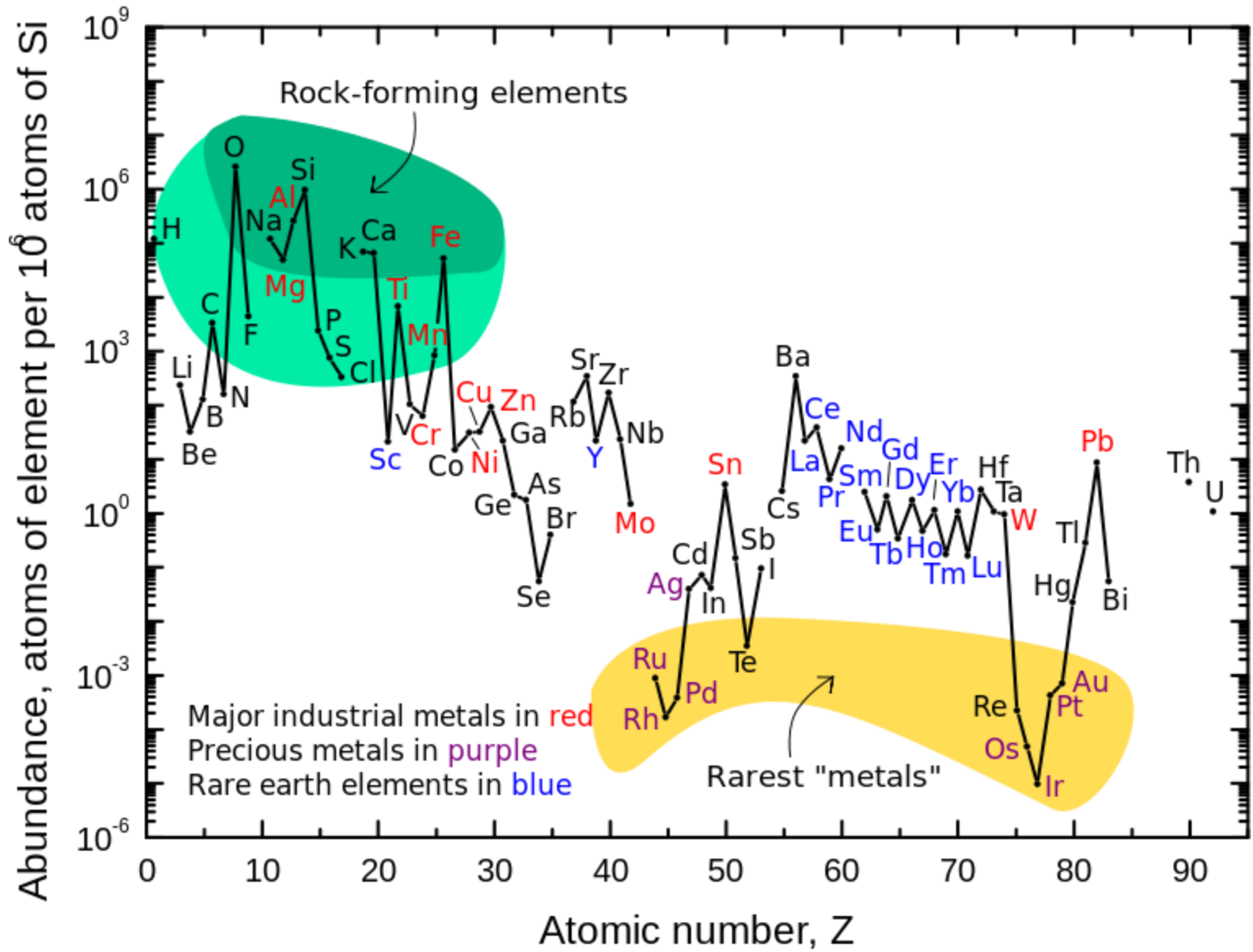


Fig 4.24

Element değişim diyagramları

Nadir toprak elementleri (NTE – REE)

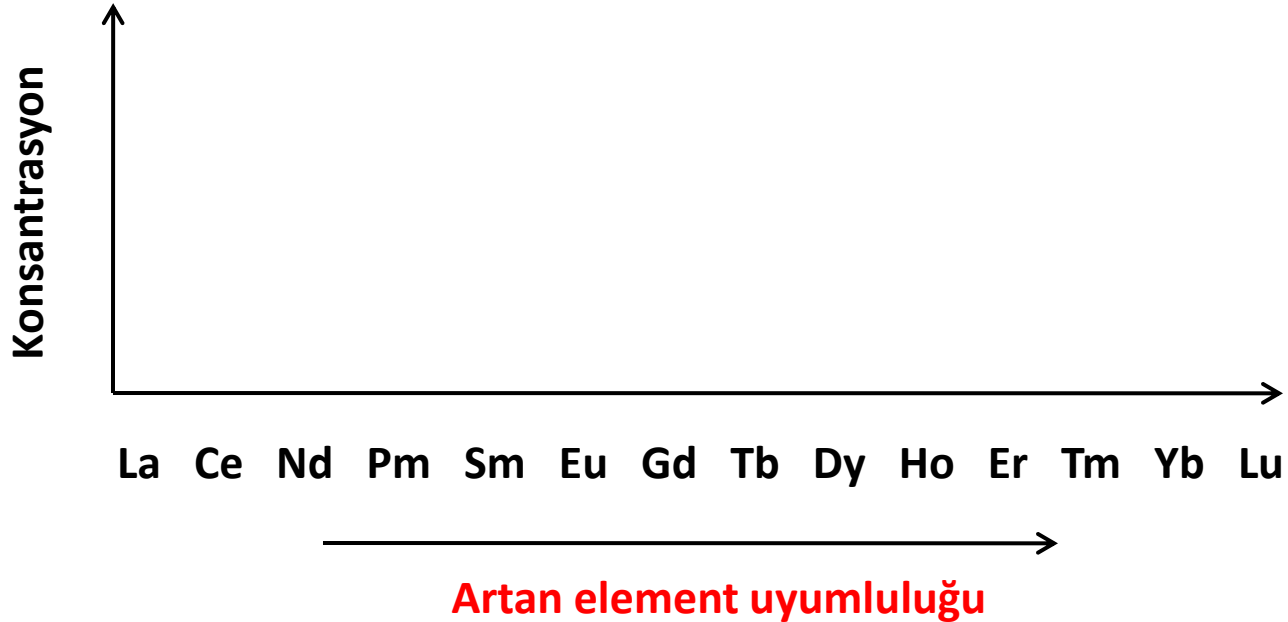
	Atom numarası	Sembol ü	Element adı
L A N T A N İ T L E R	57	La	Lantan
	58	Ce	Seryum
	59	Pr	Praseodim
	60	Nd	Neodimyum
	61	Pm	Prometyum
	62	Sm	Samaryum
	63	Eu	Evropiyum
	64	Gd	Gadolinyum
	65	Tb	Terbiyum
	66	Dy	Disprozyum
	67	Ho	Holmiyum
	68	Er	Erbiyum
	69	Tm	Tulyum
	70	Yb	İterbiyum
71	Lu	Lütesyum	
	39	Y	İtriyum
	21	Sc	Skandiyum



Element değişim diyagramları Nadir toprak elementleri (NTE – REE)

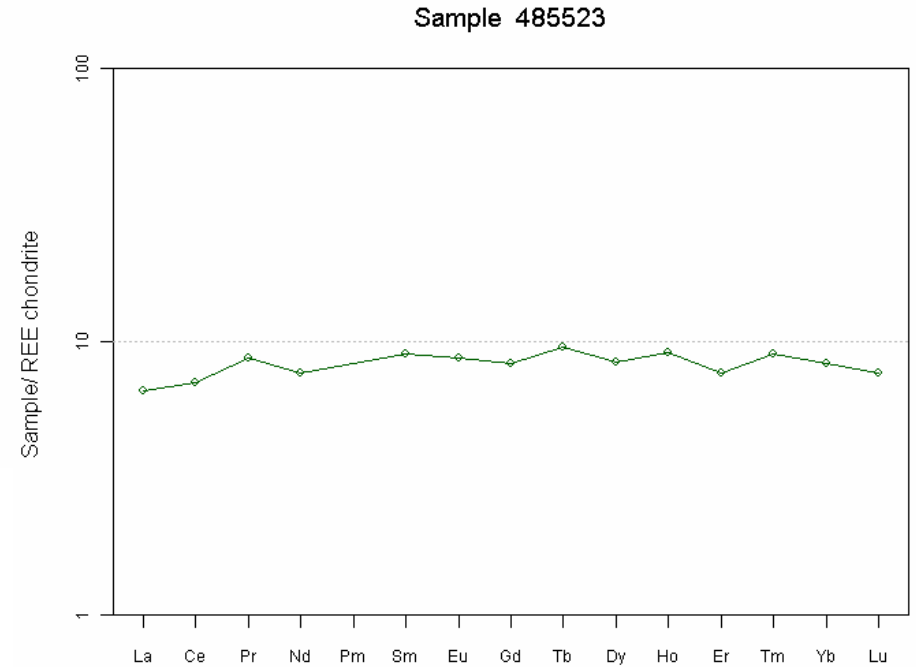
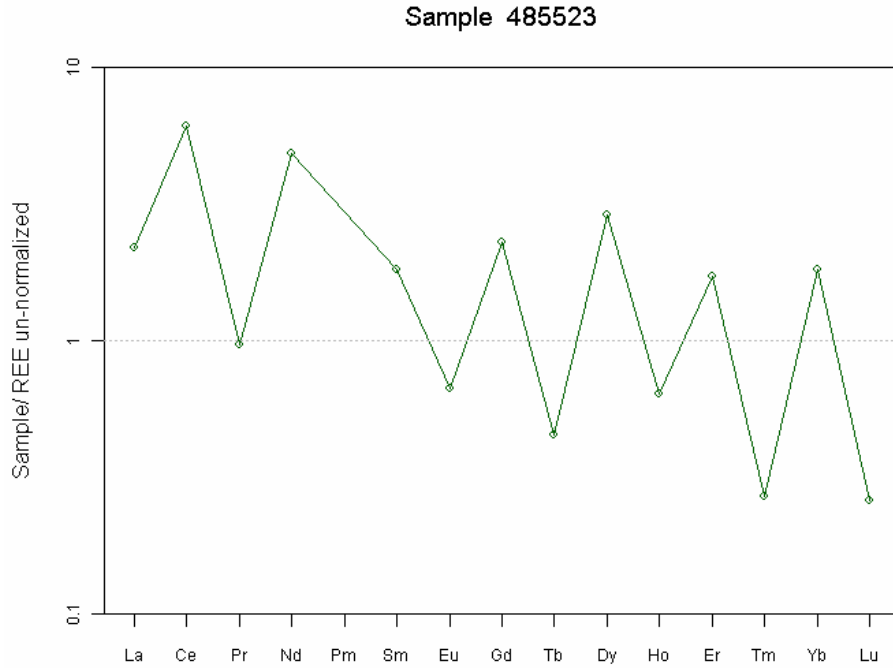
Konsantrasyonların (Y ekseni) artan atom numarası ile gösterilen elementlere (X ekseni) karşılık grafikleştirilmesi

Diyagramda elementlerin uyumluluk derecesi soldan sağa doğru artar....



Oddo-Harkins etkisini ortadan kaldırmak için Y eksenini bir standarda göre normalize edilir.

Oddo-Harkins etkisi: Atom numarası çift olan elementlerin kozmik bollukları ilişkideki (tek sayıda olanlar) elementlerin bolluklarından daha yüksektir.



NTE	Kondirit	Kilauea	Kilauea/Kondirit
La	0.31	9.05	29.19
Ce	0.808	22.4	27.72
Pr	0.122	3.09	25.33
Nd	0.600	15.6	26.00
Sm	0.195	4.02	20.61
Eu	0.0735	1.40	19.04
Gd	0.259	4.36	16.83
Tb	0.0474	0.72	15.19
Dy	0.322	3.93	12.20
Ho	0.0718	0.77	10.72
Er	0.210	1.91	9.095
Yb	0.209	1.58	7.55
Lu	0.0322	0.22	6.83

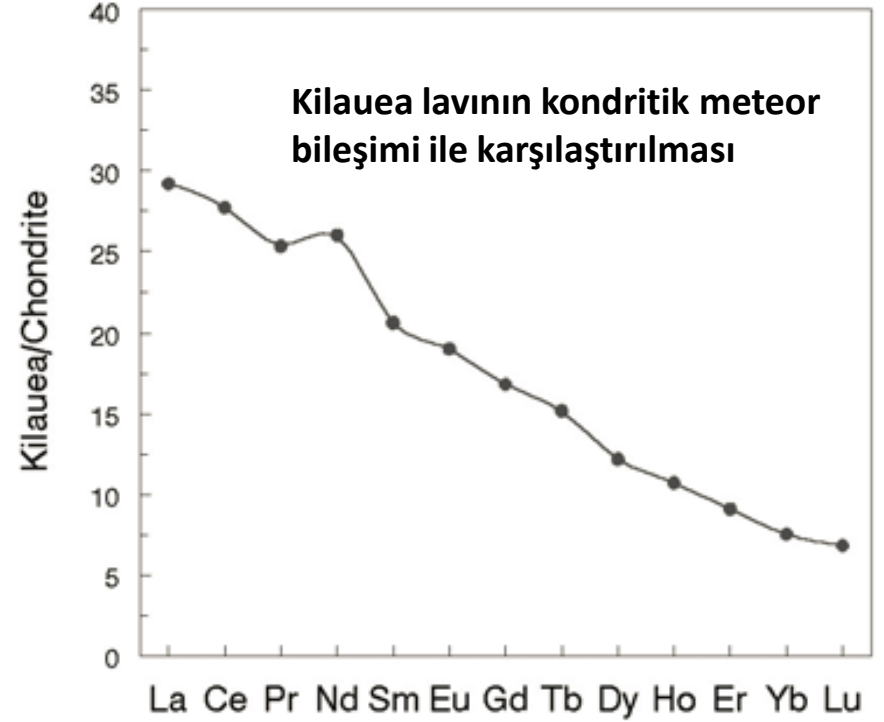


TABLE 1. Element concentrations (ppm) in C1 chondrite, primitive mantle, N-type MORB, E-type MORB and ocean island basalts (OIB)

Element	C1 chondrite ^a	Primitive mantle ^a	N-type MORB	E-type MORB	OIB
Cs	0.188	0.032 ^b	0.0070	0.063	0.387
Tl	0.140	0.005	0.0014	0.013	0.077
Rb	2.32	0.635	0.56	5.04	31.0
Ba	2.41	6.989	6.30	57	350
W	0.095	0.020	0.010	0.092	0.560
Th	0.029	0.085	0.120	0.60	4.00
U	0.008	0.021	0.047	0.18	1.02
Nb	0.246	0.713	2.33	8.30	48.0
Ta	0.014	0.041	0.132	0.47	2.70
K	545	250	600	2100	12000
La	0.237	0.687	2.50	6.30	37.0
Ce	0.612	1.775	7.50	15.0	80.0
Pb	2.47	0.185 ^b	0.30	0.60	3.20
Pr	0.095	0.276	1.32	2.05	9.70
Mo	0.92	0.063	0.31	0.47	2.40
Sr	7.26	21.1	90	155	660
P	1220	95	510	620	2700
Nd	0.467	1.354	7.30	9.00	38.5
F	60.7	26	210	250	1150
Sm	0.153	0.444	2.63	2.60	10.0
Zr	3.87	11.2	74	73	280
Hf	0.1066	0.309	2.05	2.03	7.80
Eu	0.058	0.168	1.02	0.91	3.00
Sn	1.72	0.170	1.1	0.8	2.7
Sb	0.16	0.005	0.01	0.01	0.03
Ti	445	1300	7600	6000	17200
Gd	0.2055	0.596	3.680	2.970	7.620
Tb	0.0374	0.108	0.670	0.530	1.050
Dy	0.2540	0.737	4.550	3.550	5.600
Li	1.57	1.60	4.3	3.5	5.6
Y	1.57	4.55	28	22	29
Ho	0.0566	0.164	1.01	0.790	1.06
Er	0.1655	0.480	2.97	2.31	2.62
Tm	0.0255	0.074	0.456	0.356	0.350
Yb	0.170	0.493	3.05	2.37	2.16
Lu	0.0254	0.074	0.455	0.354	0.300

^a The compositions of C1 chondrite and primitive mantle are from McDonough & Sun (in prep.) Values for N-type and E-type MORB and OIB are based on a literature survey and internal consistency of elemental ratios.

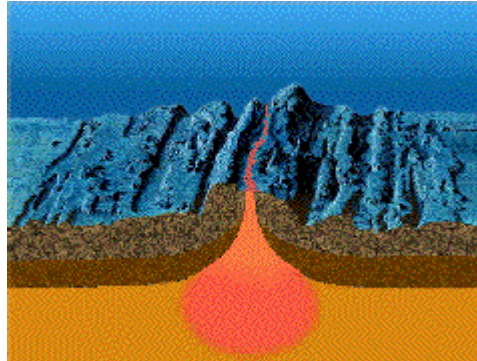
^b For mantle-normalized diagrams, the recommended normalizing values for lead and caesium are 0.071 and 0.0079, respectively.

Karşılaştırılma (normalize edilen) yapılan rezervuar (kaynak kaya) çeşitleri:

Kondirit: Ait oldukları ana maddeden erime veya farklılaşmaya bağlı olarak değişime uğramamış taşçıl göktaşlarıdır. Bunlar, ilkel asteroitleri oluşturmak üzere birleşerek çoğalan ve güneş sisteminin başlangıcında bulunan toz ve küçük parçalarının çeşitleri varken oluşmuşlardır.

İlksel manto: Yaygın kabul gören bir hipoteze göre, yerküre kondiritik bileşimdeki malzemenin yığılmasından oluşmuştur. Bu yığılma aşaması sırasında gezegensel diferansiyasyon başlamış ve yerküre çekirdeği ve bunun etrafında ayrılaşmamış manto ile ilksel manto gelişmiştir. İleri diferansiyasyon ile kabuk ve mantonun farklı kimyasal bileşime sahip rezervuarları oluşmuştur. Günümüzde halen üst mantoda diferansiyasyon devam etmektedir. Litofil elementler bakımından fakir olan manto rezervuarlarına “tüketilmiş”, diferansiyasyona uğramamış manto kısımlarına ise “ilksel” veya “zenginleşmiş” manto denilmektedir.

MORB: Okyanus ortası sırtlarda riftlerdeki sırt eksenleri boyunca sürekli olarak yeni magma okyanus tabanı ve kabuğa eklenmektedir. Kristalleşen magmalar yeni bazalt (MORB) veya gabro kabuğu oluşturur.



Karşılaştırılma (normalize edilen) yapılan rezervuar (kaynak kaya) çeşitleri:

MORB magmalarının iki farklı kaynak bölgesi vardır:

- ✓ Tüketilmiş (depleted): Uyumsuz elementlerce fakir
- ✓ Üretken (fertile): Uyumsuz elementlerce zengin

N-MORB: Normal MORB

Tüketilmiş üst manto kaynaklı

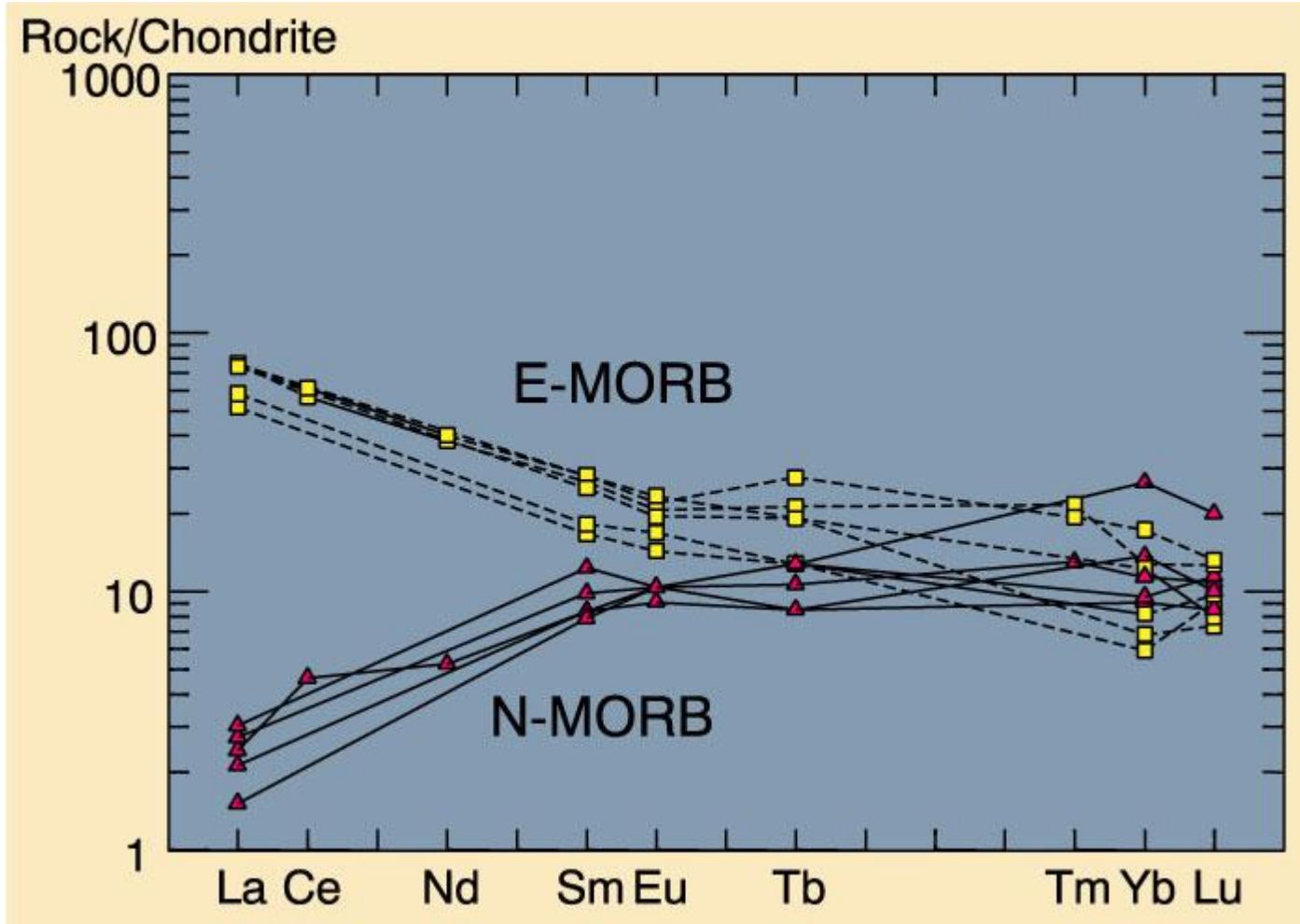
Mg # > 65, K₂O (%) < 0.10, TiO₂ (%) < 1.0

E-MORB: Zenginleşmiş (Enriched) MORB

Derin, üretken mantodan türeyen

Mg # > 65, K₂O (%) > 0.10, TiO₂ (%) > 1.0

$$\text{Mg \#} = \left[\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}} \right]_{\text{Top}}$$



Uyumsuz elementler

Uyumlu elementler

E-MORB (**mavi kareler**) N-MORB'a (**kırmızı üçgenler**) göre zenginleşmiştir.

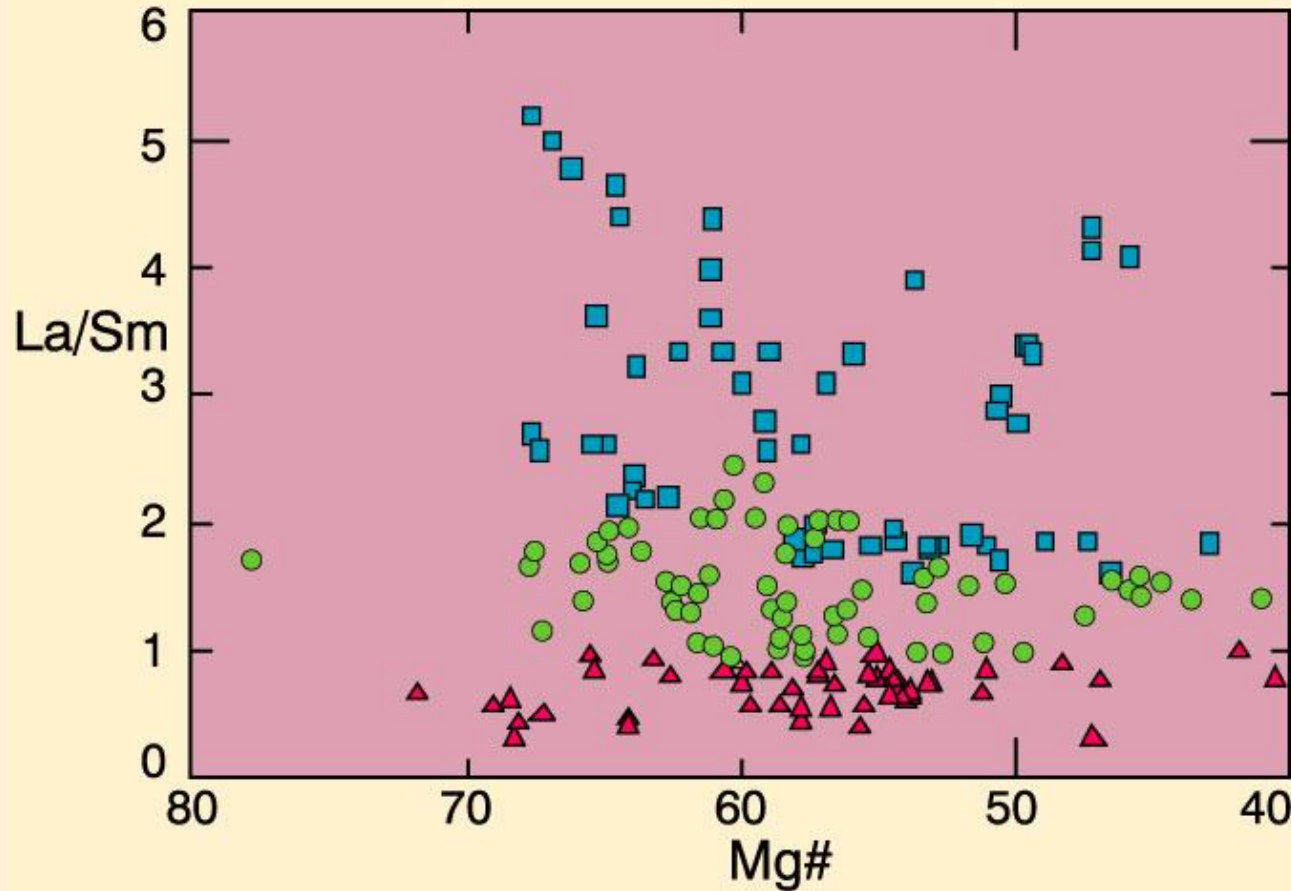
Not: Mg# bir kriter değil.

Veri noktaları arasında keskin bir ayırımın bulunmaması 3 farklı MORB türünün olduğuna işaret etmektedir:

E-MORB: $La/Sm > 1.8$

N-MORB: $La/Sm < 0.7$

T-MORB: Geçiş (Transitional) orta değerler (**yeşil daireler**)



OIB (Okyanus adası bazaltları):

Okyanus adası bazaltlarda iki temel magma serisi bulunur:

✓ Toleyitik seri (baskın tip)

Ana magma: okyanus adası toleyit bazaltı (OIT)

MORB'a yakın bileşimde, ancak bazı durumlarda belirgin kimyasal ve mineralojik farklılıklar görülebilir

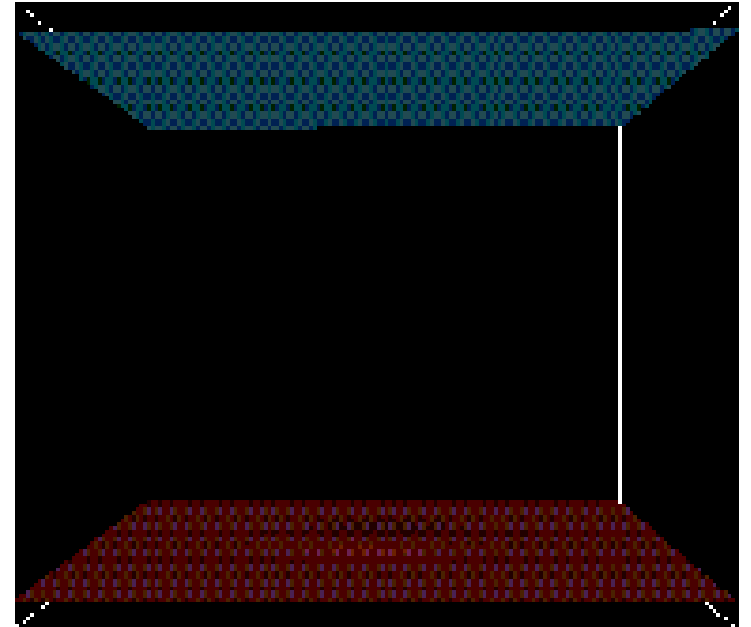
✓ Alkalin seri (ikincil)

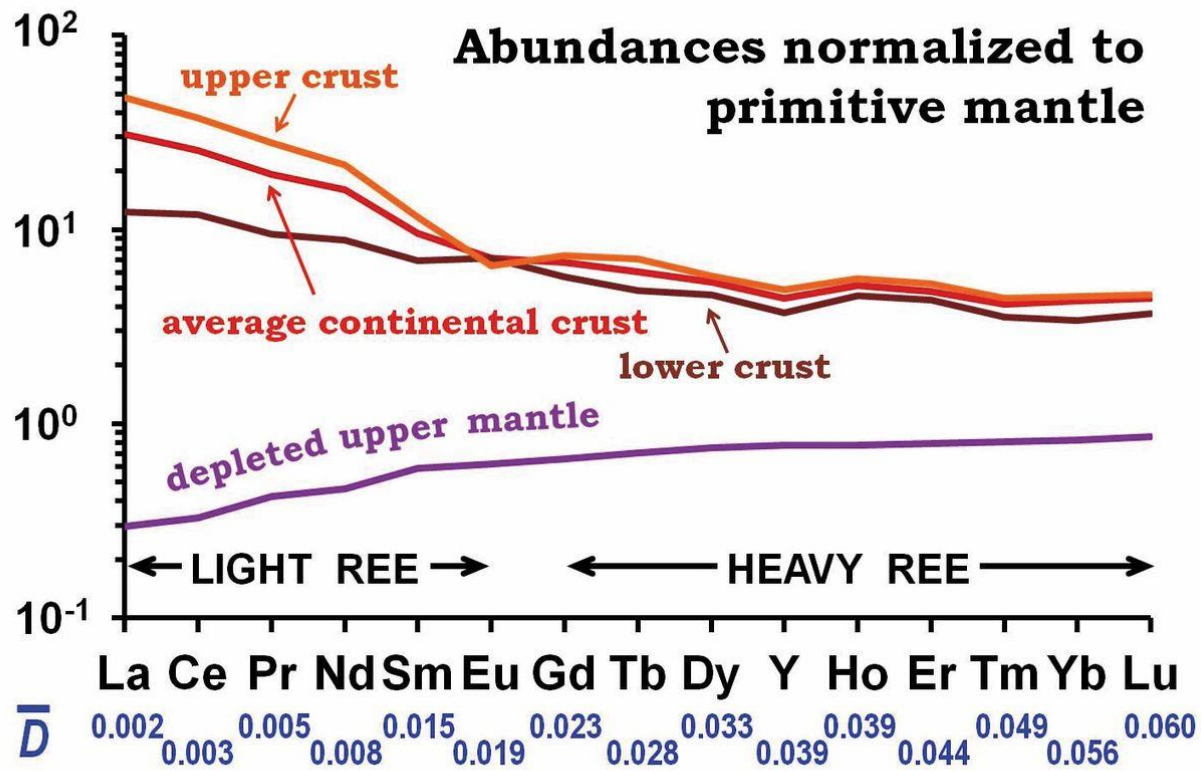
Ana magma: okyanus adası alkalin bazalt (OIA)

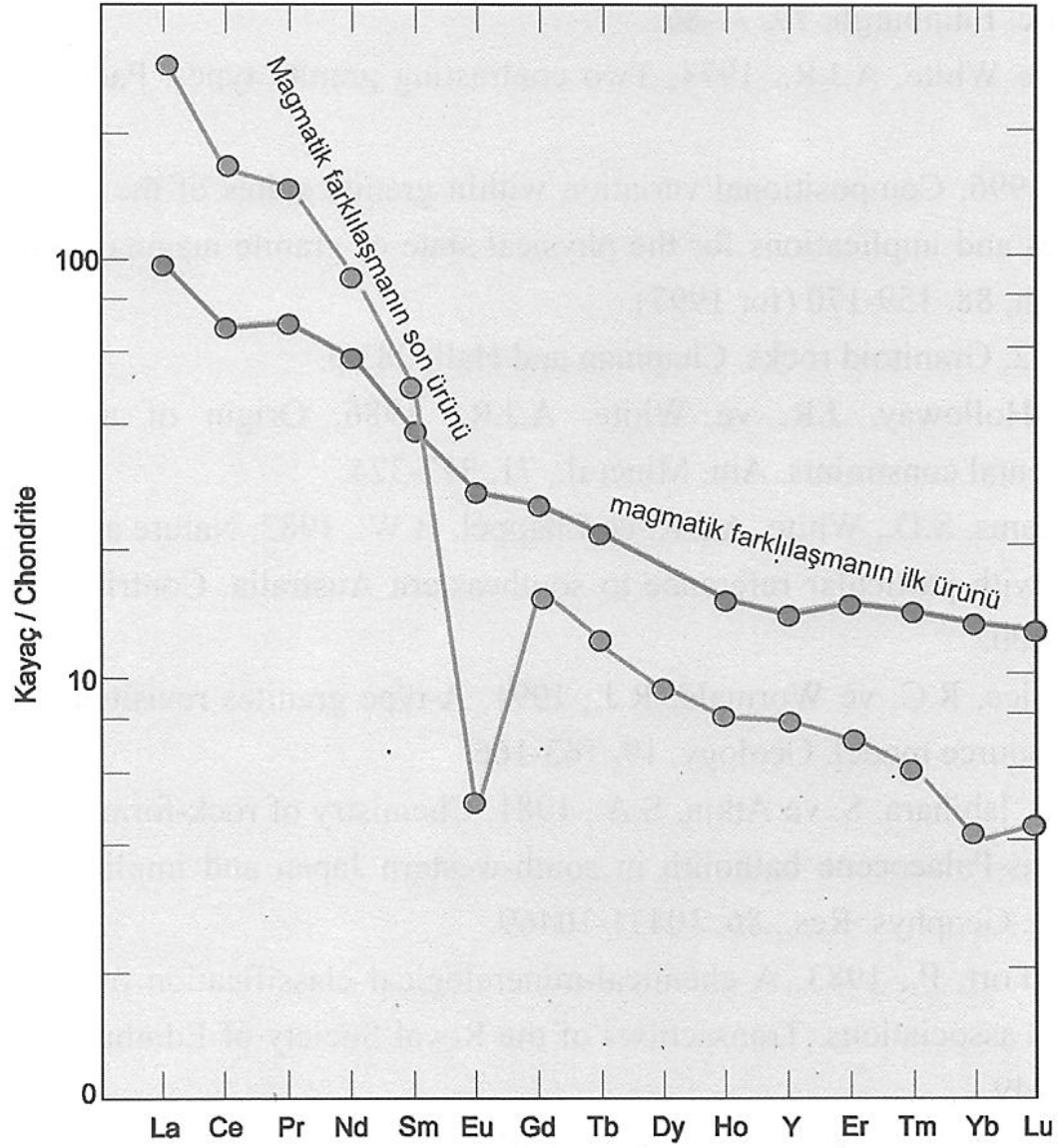
iki temel alkalin alt serisi:

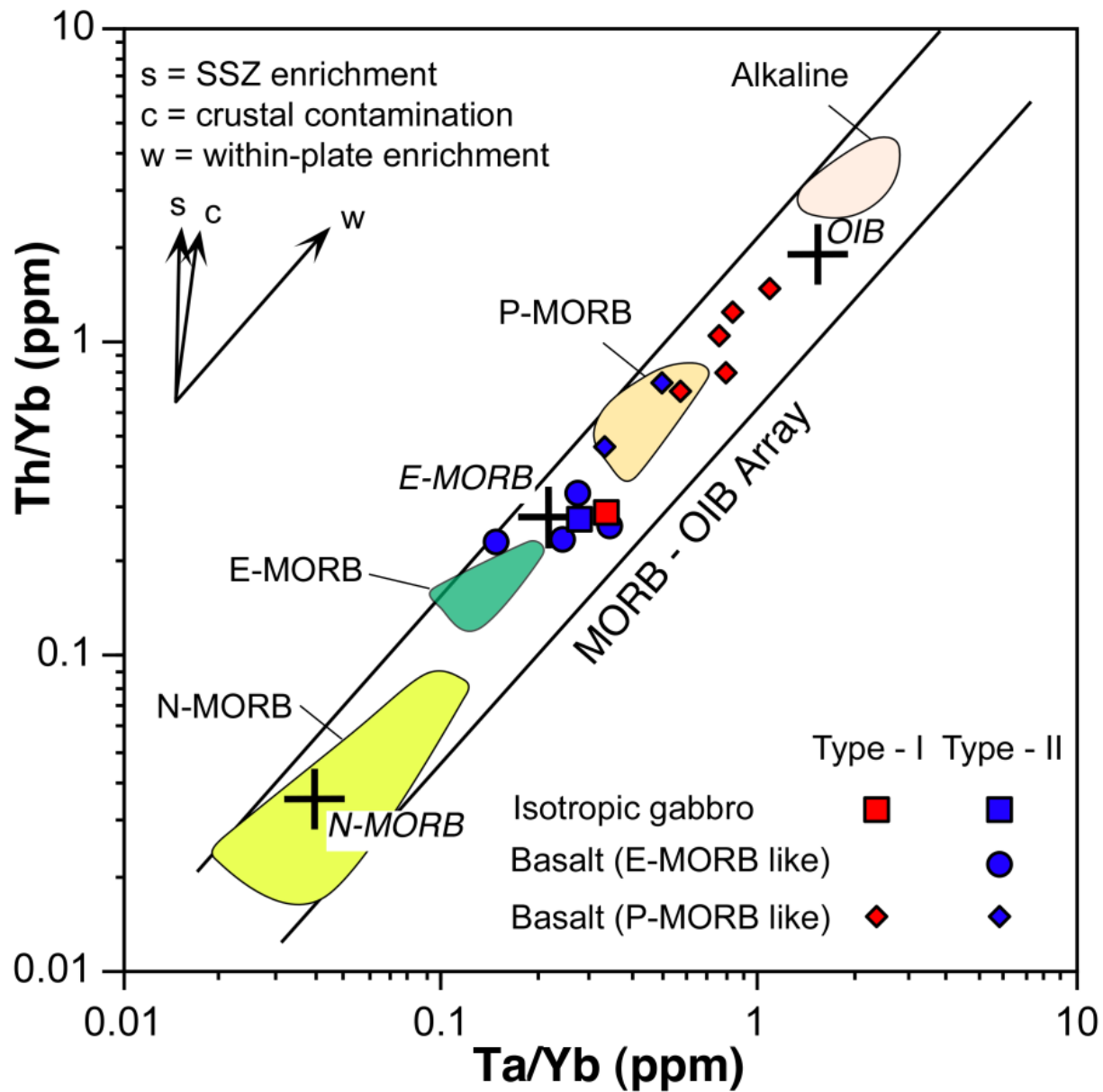
✓ Silikaya doymamış

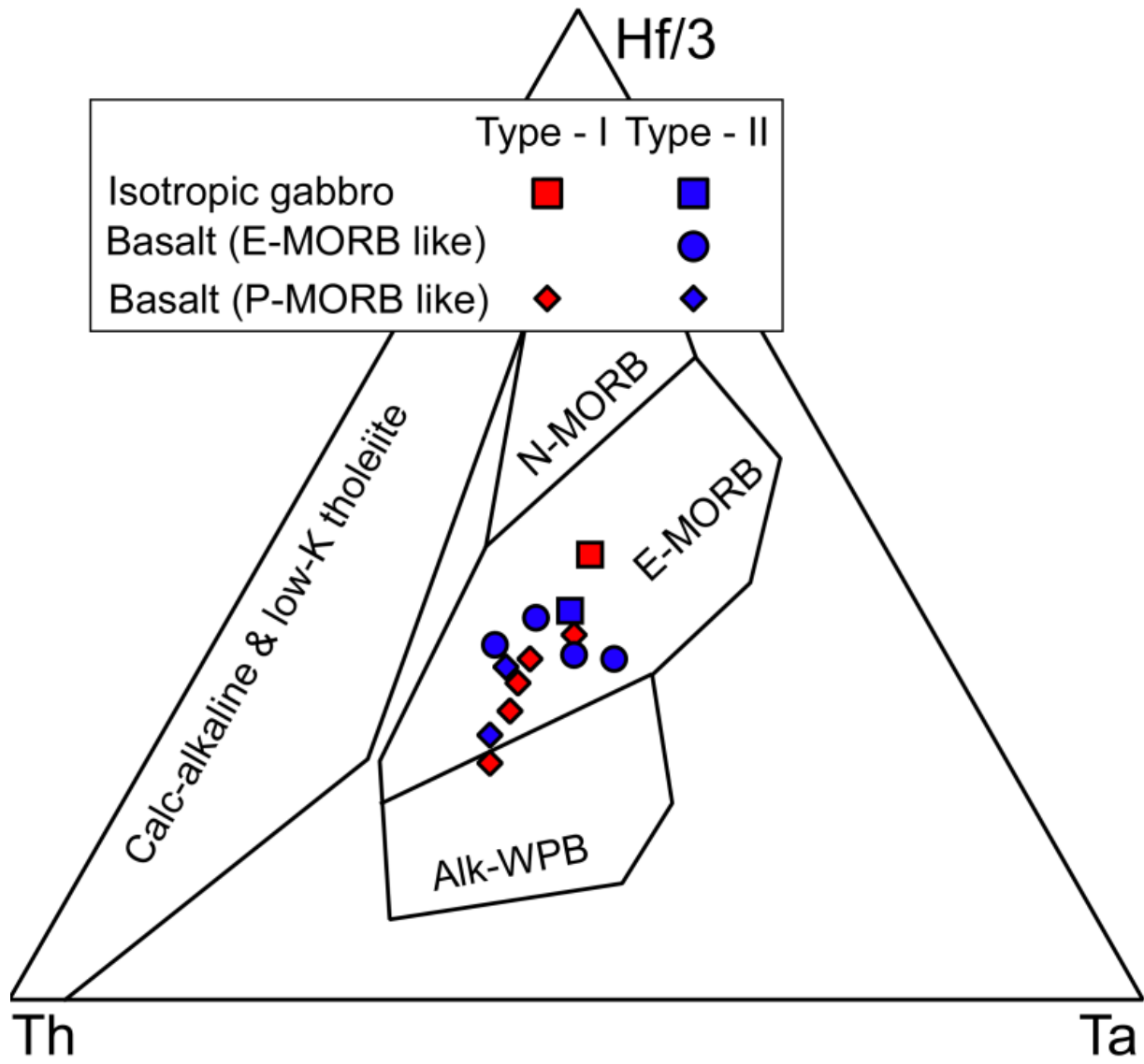
✓ Silikaya az doygun (daha az yaygın)

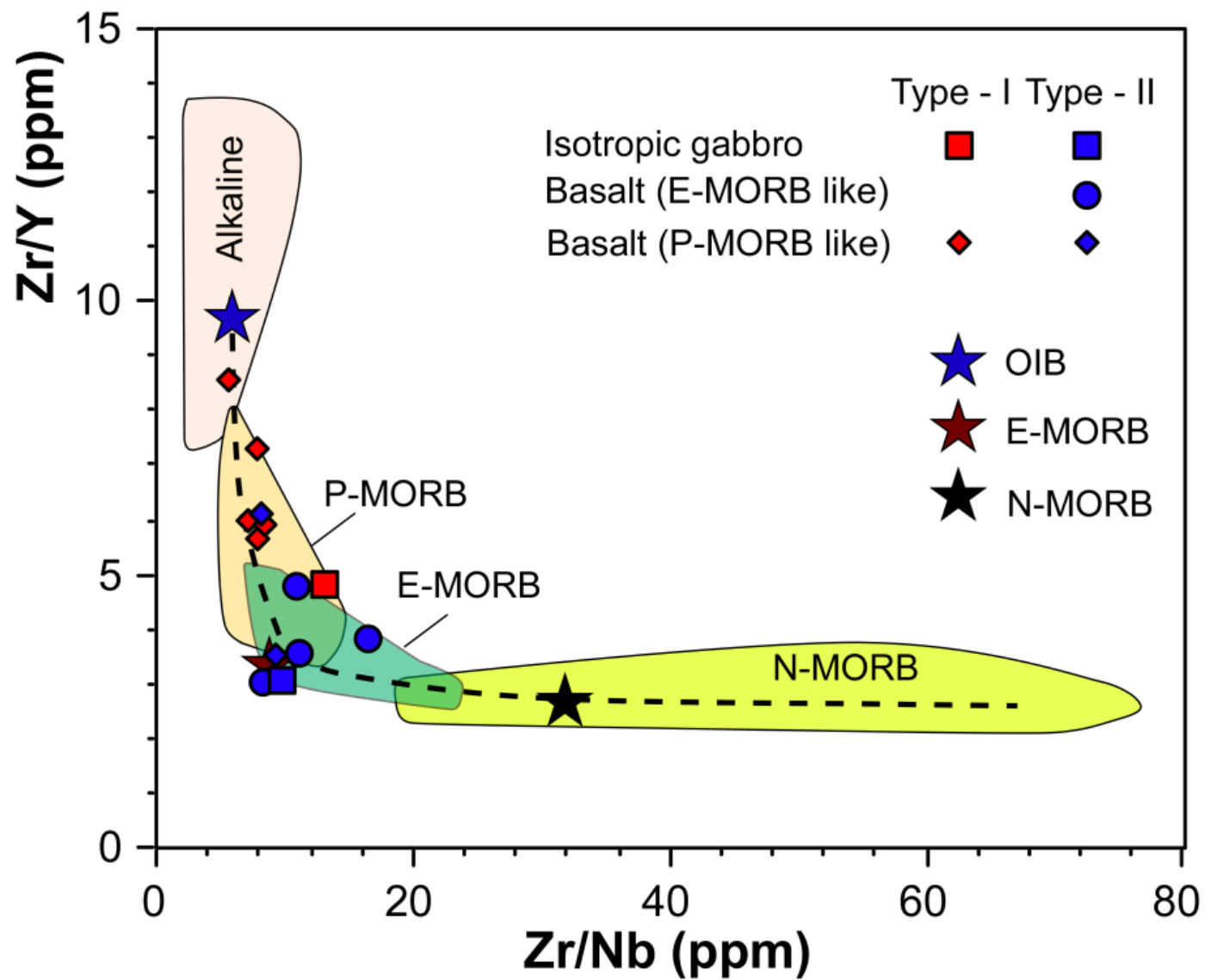


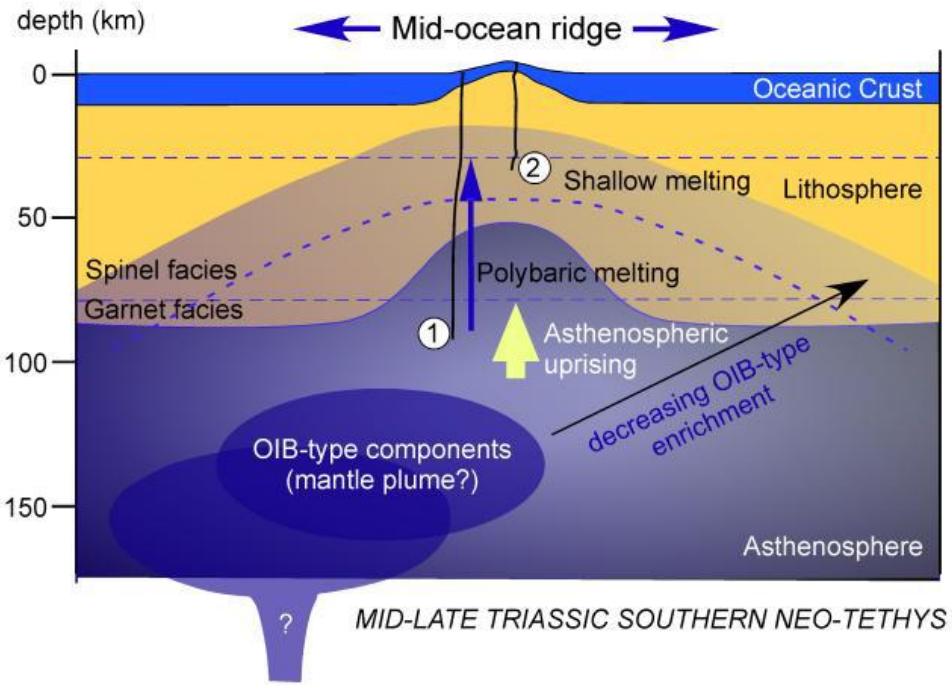
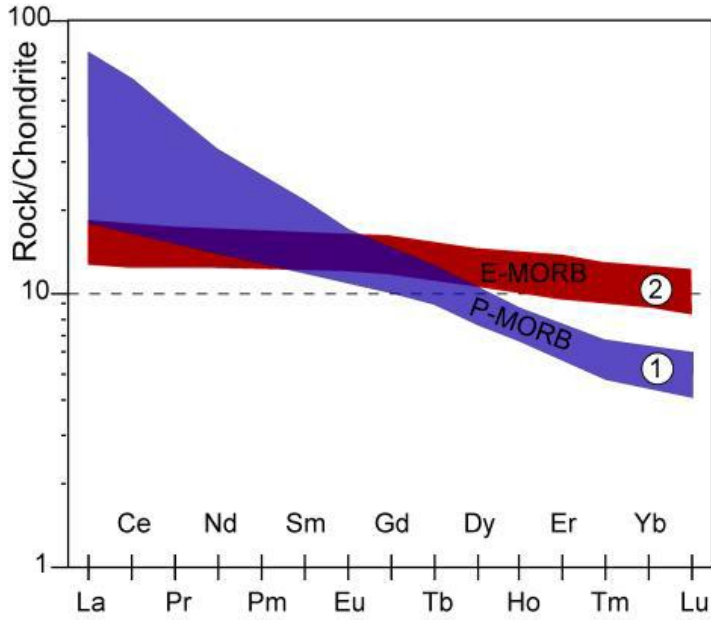
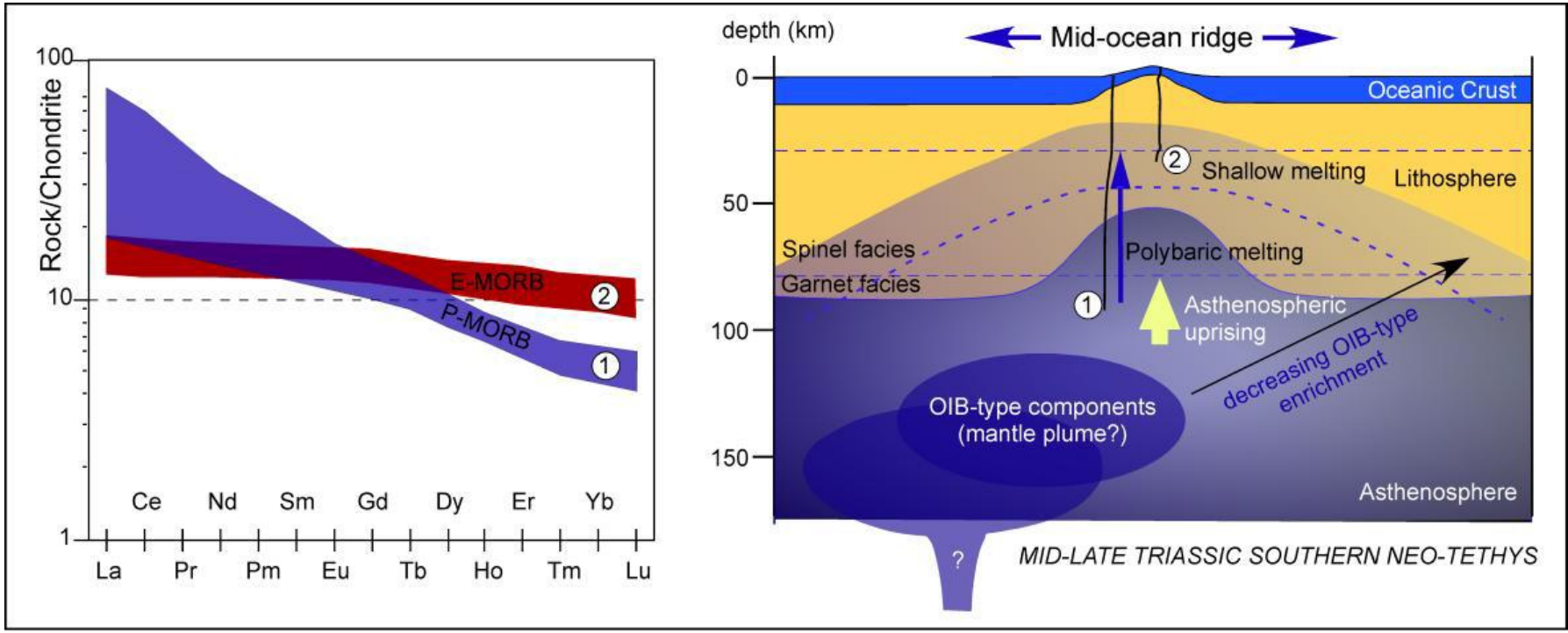












İZOTOPLAR

Radyoaktif İzotoplar: Belirli bir zaman süresince (yarılanma ömrü) miktarları yarılanan (bozunan) izotoplar. Bu nedenle, magmatik kayaç ya da minerallerin soğuma/kristallenme yaşlarının tespitinde kullanılırlar.

Kararlı (Duraylı) İzotoplar: Herhangi bir yarılanma gerçekleştirilmeyen izotoplar. Buna karşın, kararlı izotoplar değişen sıcaklıkta bölümlenmeye uğrarlar ve böylece içinde buldukları kayacın veya mineralin oluşum sıcaklığının tespitinde kullanılırlar.

Başlıca kararlı izotoplar ve göreceli bollukları.

İzotop	Bolluk (%)
^1H	99.98
^2H (D)	0.02
^3H (T)	10^{-15} - 10^{-12}
^{16}O	99.76
^{17}O	0.04
^{18}O	0.20
^{12}C	98.89
^{13}C	1.11
^{14}C	1.2×10^{-10}
^{32}S	95.00
^{33}S	0.76
^{34}S	4.22
^{36}S	0.02

Duraylı izotop oranları ve standartları

Element	Simge	Oran	Standart	Mutlak Oran
Hidrojen	δD	D/H ($^2H/^1H$)	SMOW	1.557×10^{-4}
Lityum	$\delta ^6Li$	$^6Li/^7Li$	NBS L-SVEC	0.08306
Bor	$\delta ^{11}B$	$^{11}B/^10B$	NBS 951	4.044
Karbon	$\delta ^{13}C$	$^{13}C/^12C$	PDB	1.122×10^{-2}
Azot	$\delta ^{15}N$	$^{15}N/^14N$	Atmosfer	3.613×10^{-3}
Oksijen	$\delta ^{18}O$	$^{18}O/^16O$	SMOW, PDB	2.0052×10^{-3}
	$\delta ^{17}O$	$^{17}O/^16O$	SMOW	3.76×10^{-4}
Kükürt	$\delta ^{34}S$	$^{34}S/^32S$	CDT	4.43×10^{-2}

“ δ ” Notasyonu

Yüzde ile binde aralığında olan Kararlı (duraylı) izotop oranlarındaki değişimler çoğunlukla standarttan “permil” (binde) sapma (δ) olarak gösterilirler. Örneğin, oksijen izotop oranları genellikle SMOW’dan binde sapma şeklinde ifade edilirler.

İZOTOP AYRIMLAŞMASI

Ayrımlaşma katsayısı, α , iki farklı fazın izotop değerlerinin oranıdır:

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

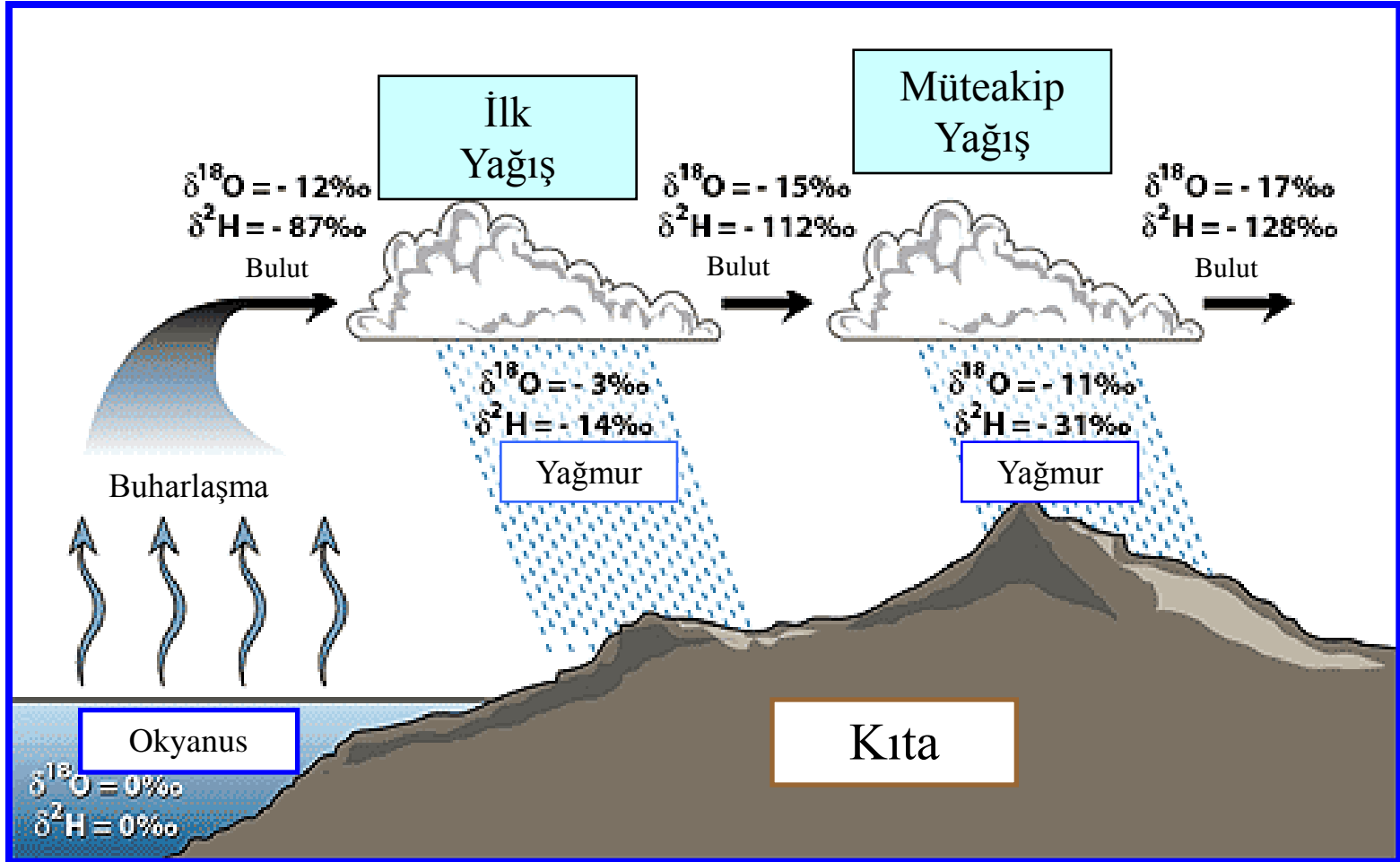
İki faz arasındaki izotopların bölümlenmesi genellikle

$$\Delta_{A-B} = \delta_A - \delta_B$$

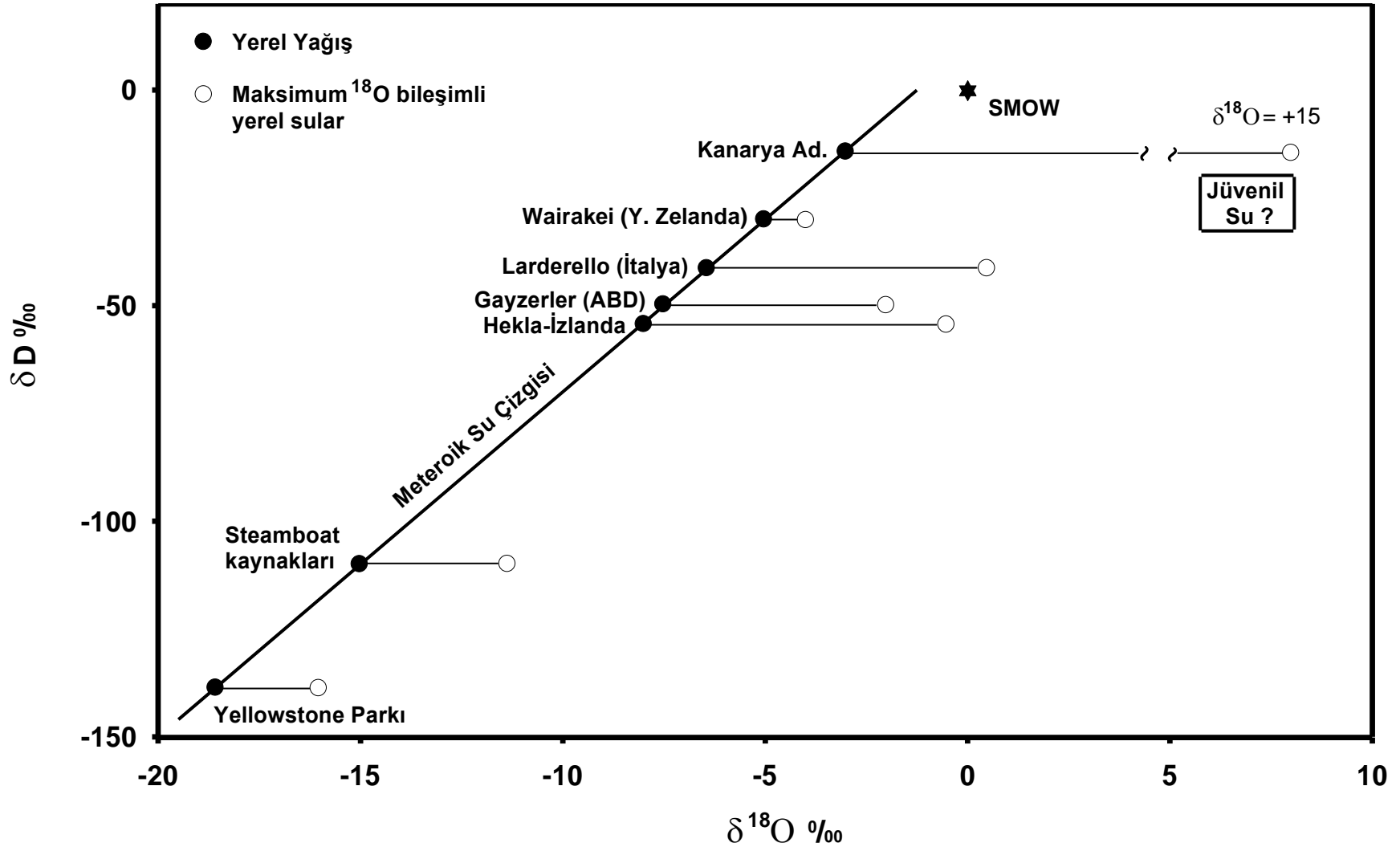
şeklinde ifade edilir.

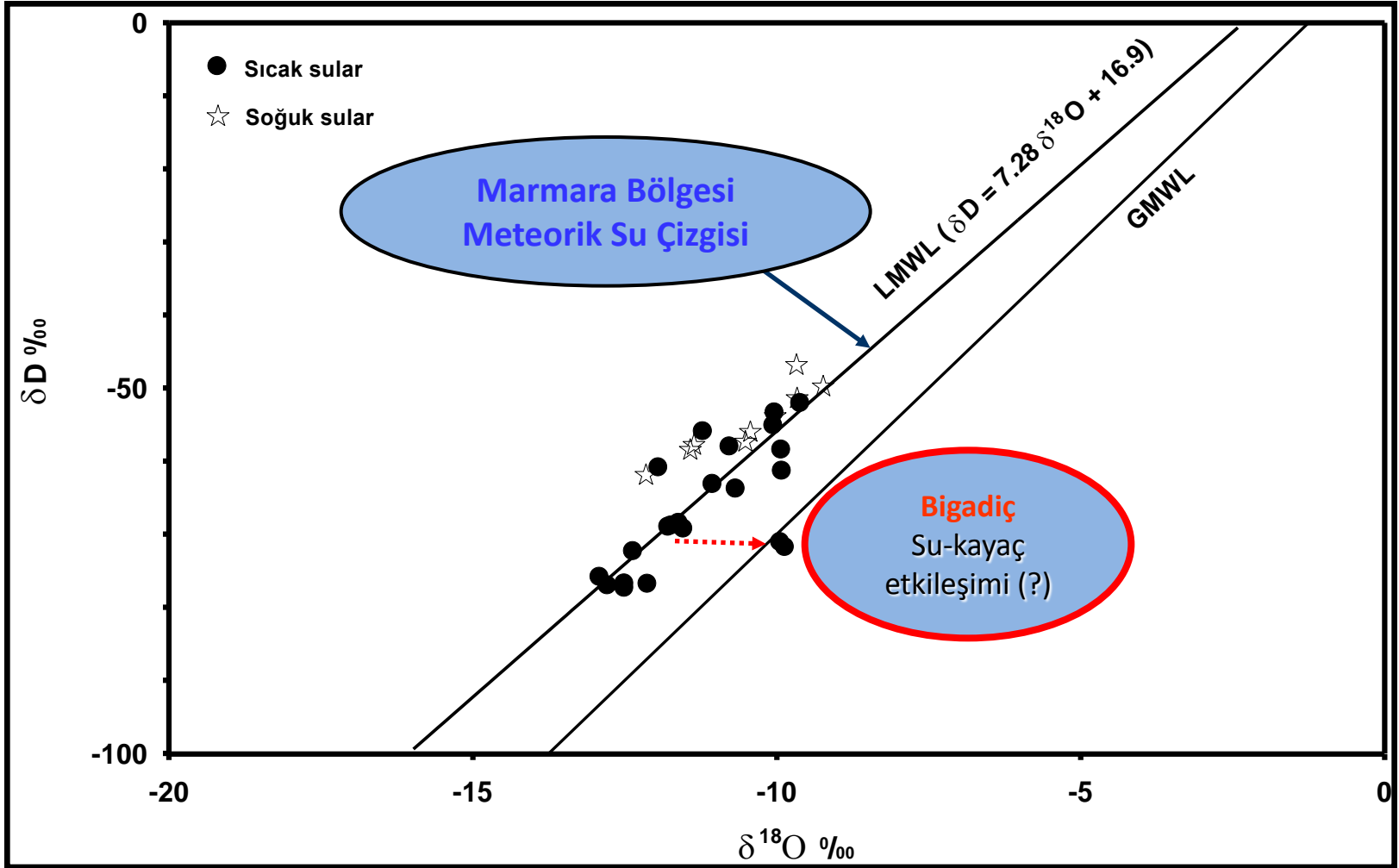
Δ ve α arasındaki ilişki:

$$\Delta \approx (\alpha - 1) 10^3 \text{ veya } \Delta \approx 10^3 \ln \alpha$$



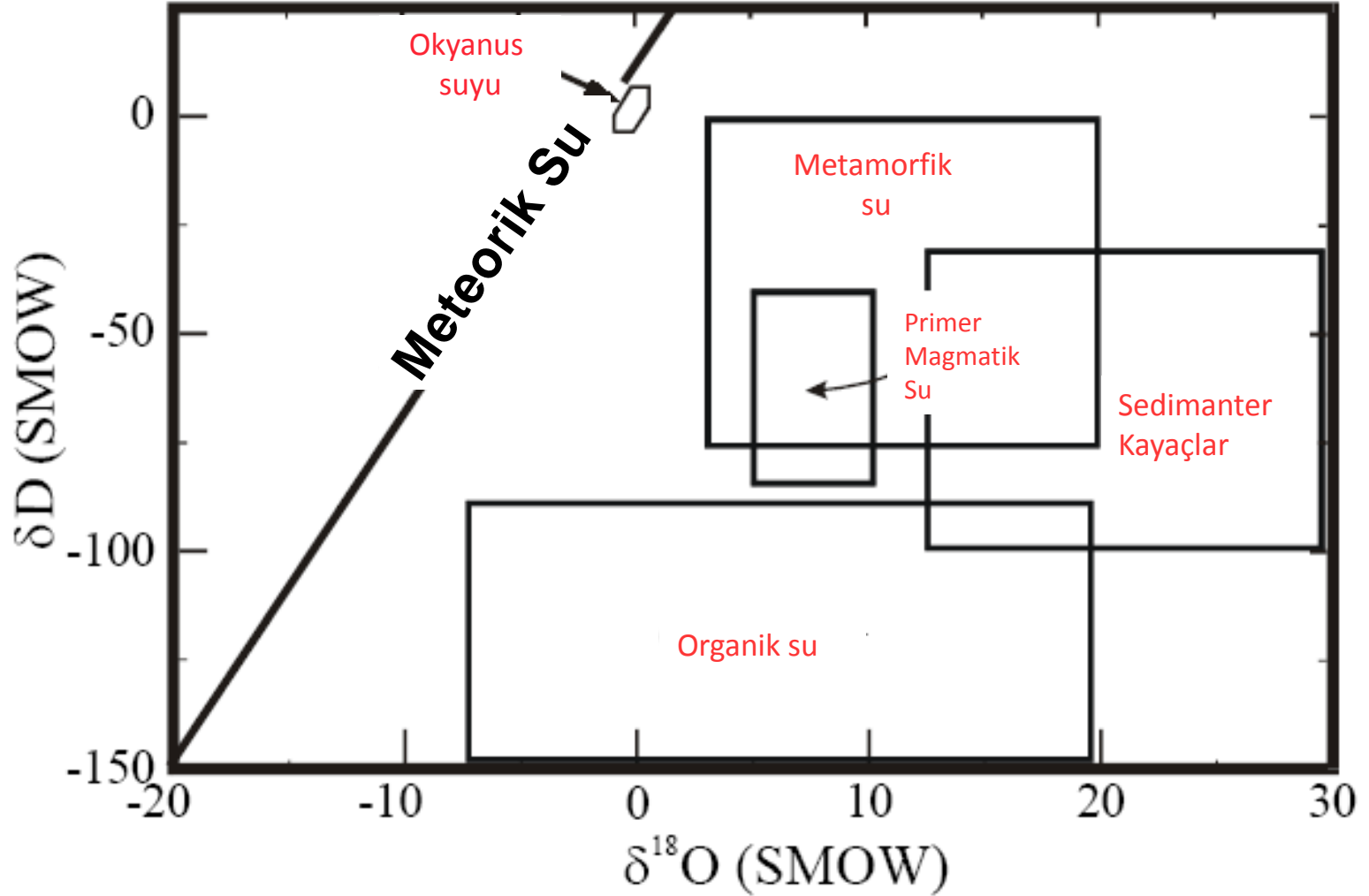
Dünyanın değişik bölgelerindeki jeotermal kaynakların duraylı izotop bileşimleri.





Mutlu, 2007

Çeşitli su tipleri ve sedimanter kayaçların Oksijen-hidrojen izotop aralıkları

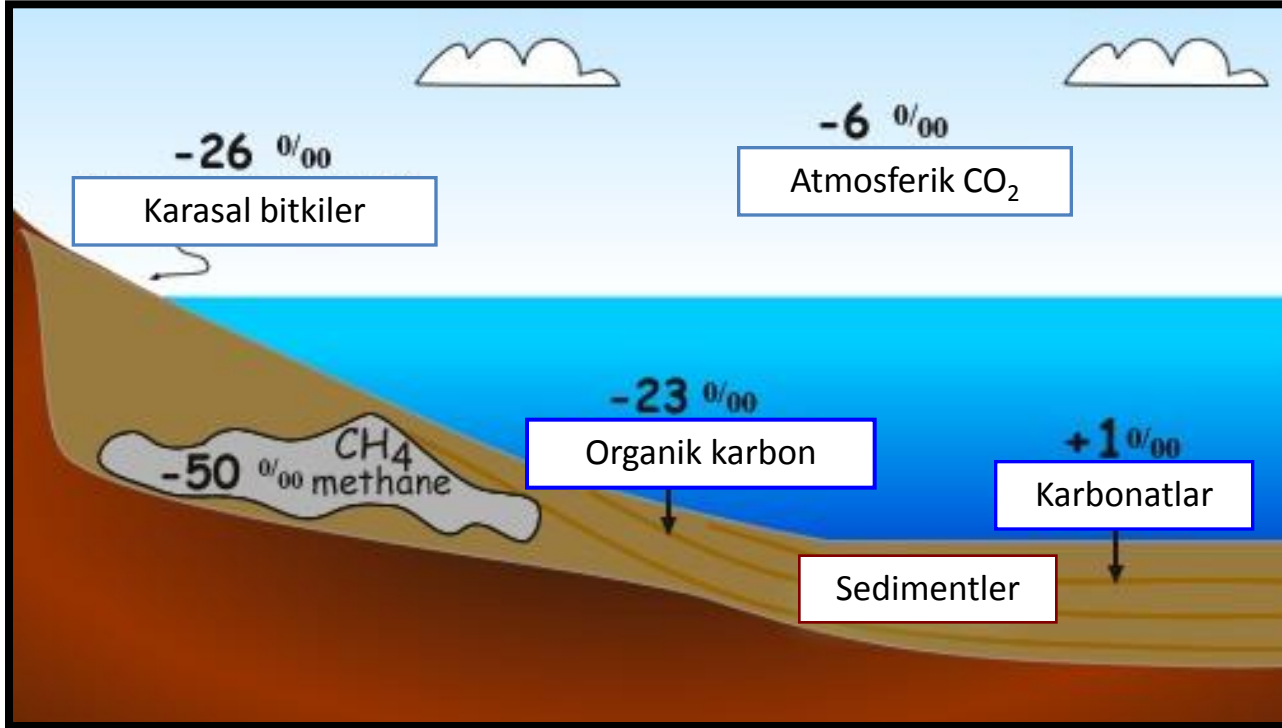


Karbon İzotopları

Jeotermal sulardaki karbon kökeni
Çoklu analiz

- $\delta^{13}\text{C}$ (HCO_3 – çözülmüş inorganik karbon)
- $\delta^{18}\text{O}$ (CaCO_3)
- $\delta^{13}\text{C}$ (CaCO_3)
- $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2)

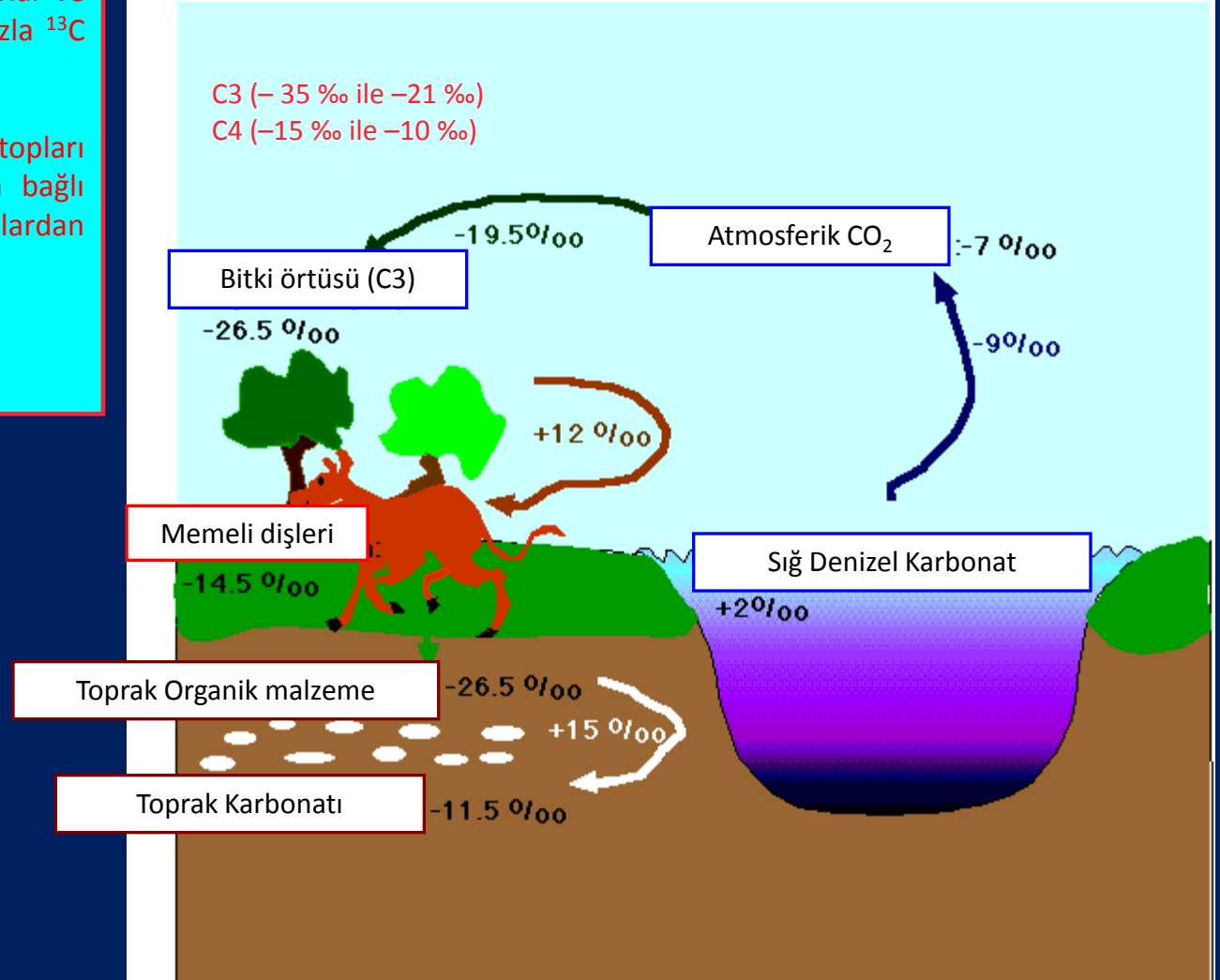
Farklı ortamlardaki karbon izotopik bileşimleri

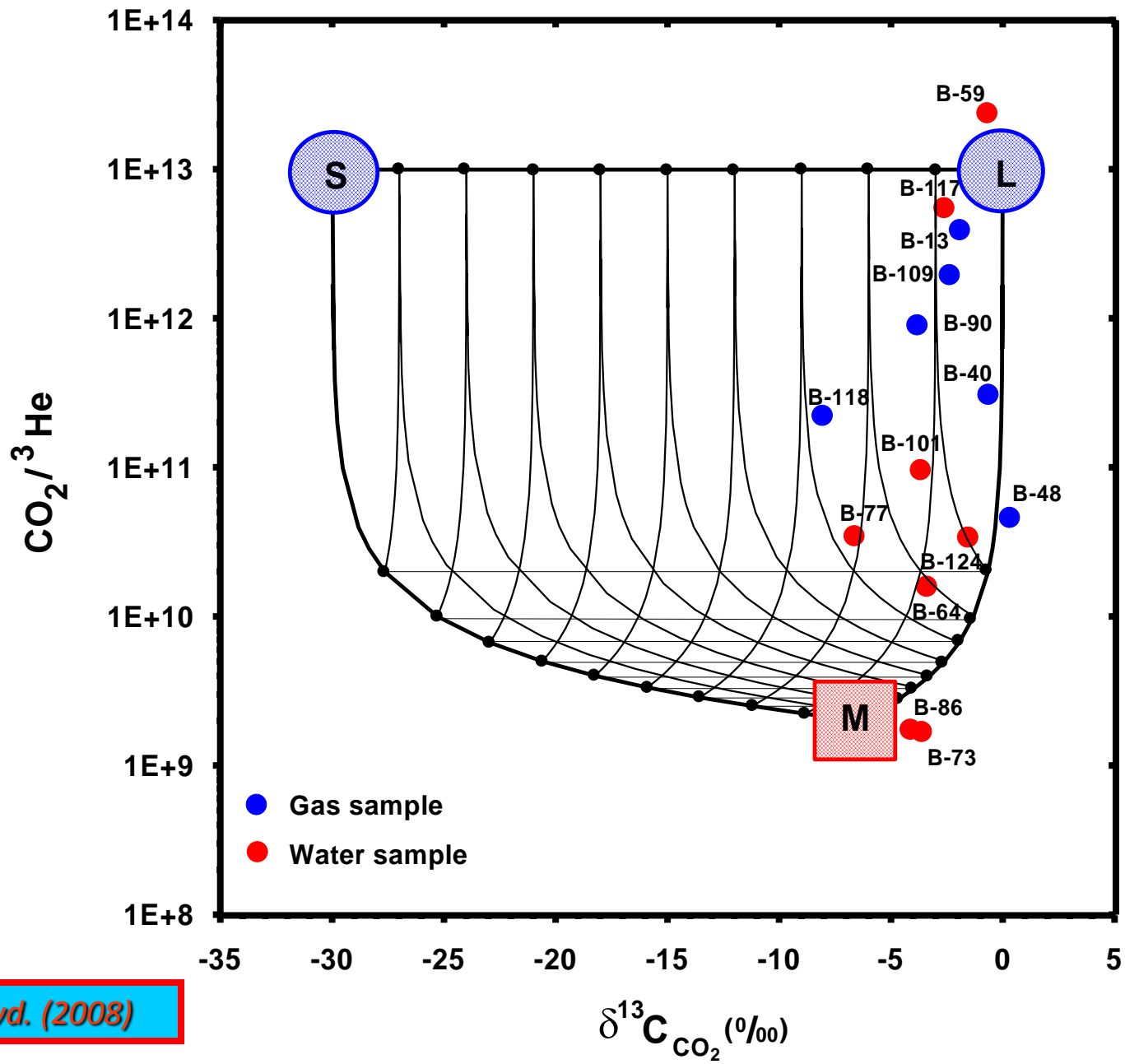


C4 bitkiler (tropikal ot ve eğrelti otları), C3 bitkilerine göre (ağaç, çalı ve fundalar), ^{13}C 'ü daha kolay kullanırlar ve bu nedenle dokularında daha fazla ^{13}C vardır.

Otçullar, bu bitkilerdeki izotopları yapılarına daha çok alırlar; buna bağlı olarak etçiller de yedikleri otçullardan bunu alırlar.

- Buz Adam (*Oetzi*) (5200 ka)
- Org-inorg. maden suları





Mutlu vd. (2008)

Kükürt İzotopları

Jeotermal sulardaki kükürt kökeni

Çoklu analiz

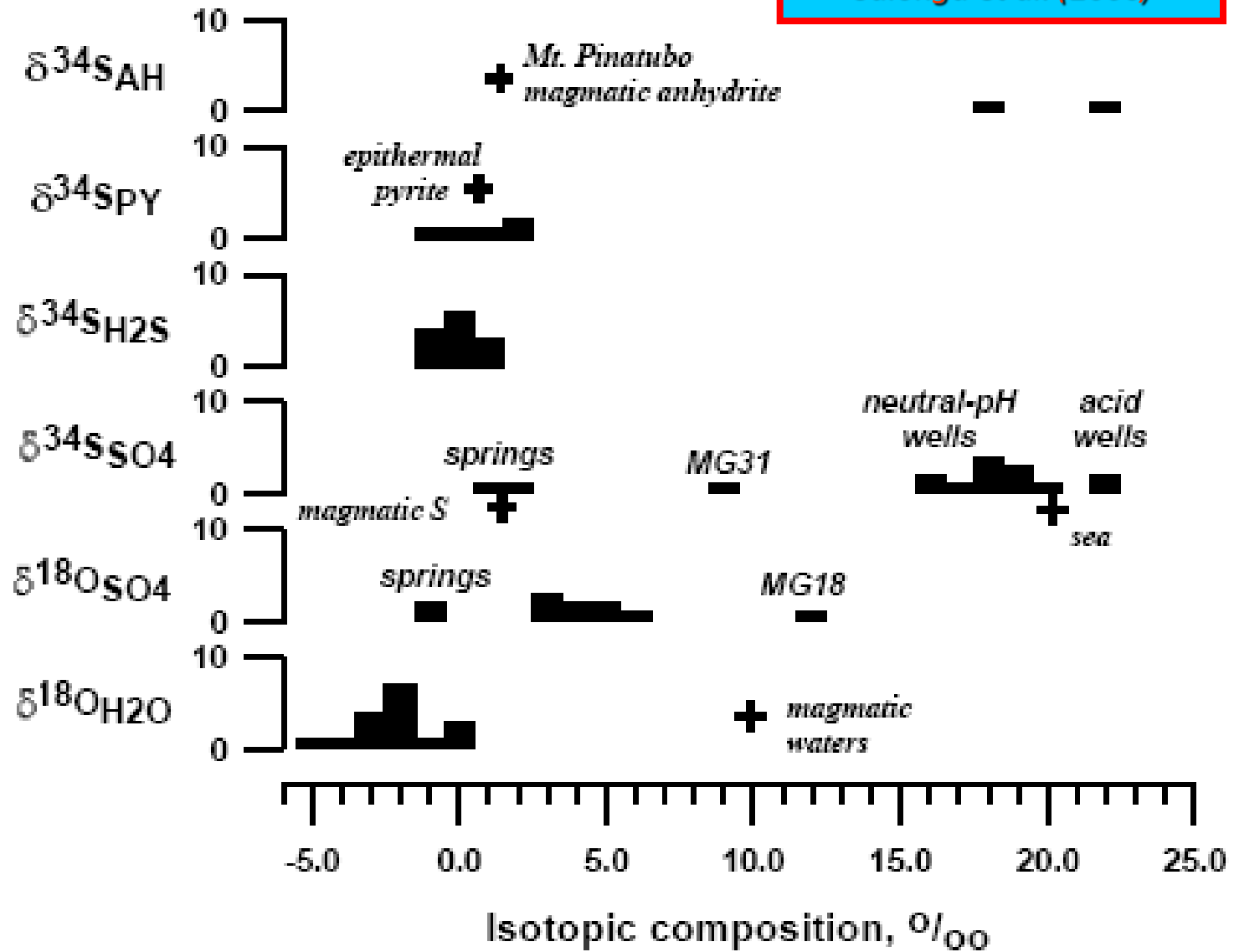
- $\delta^{34}\text{S}$ (SO_4)

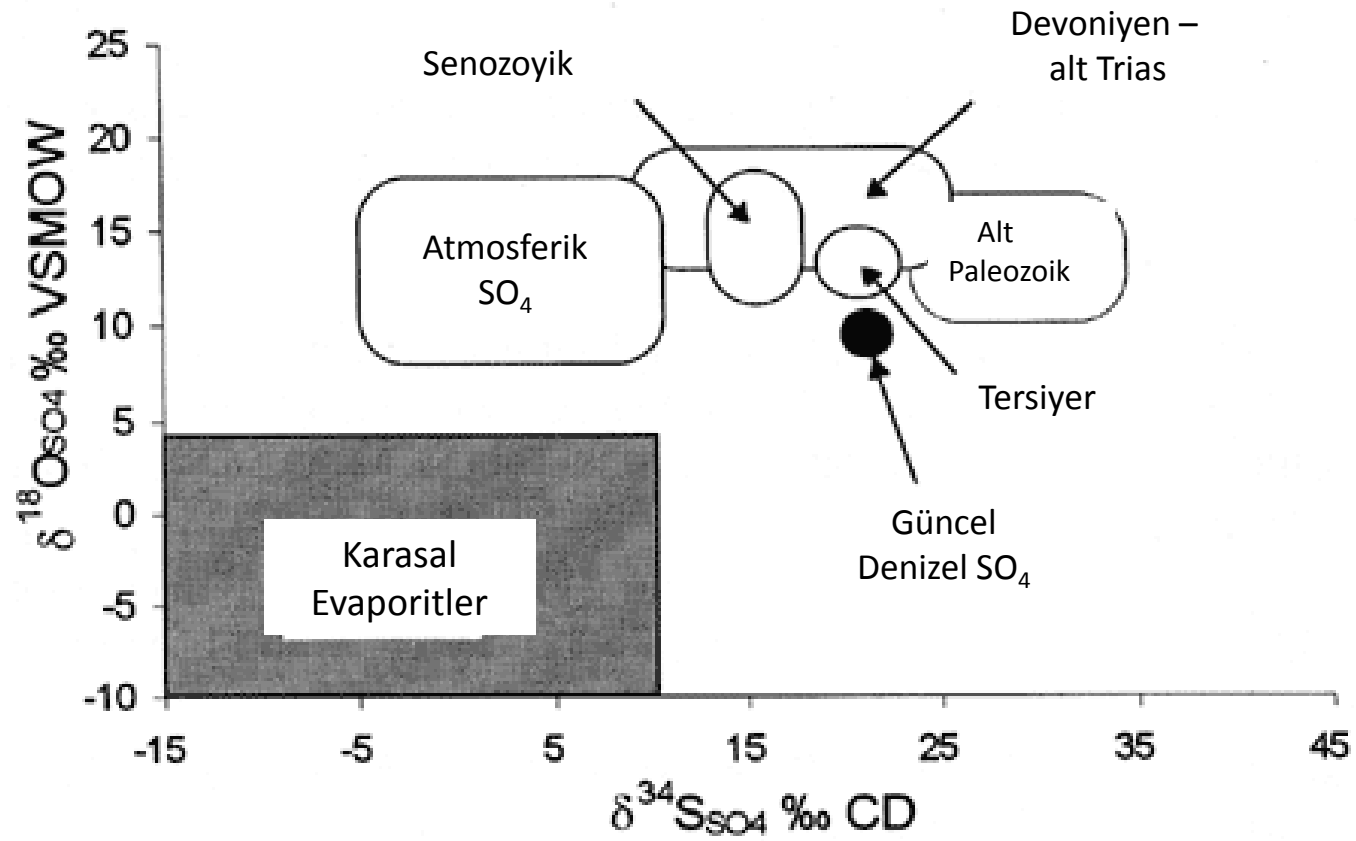
- $\delta^{18}\text{O}$ (SO_4)

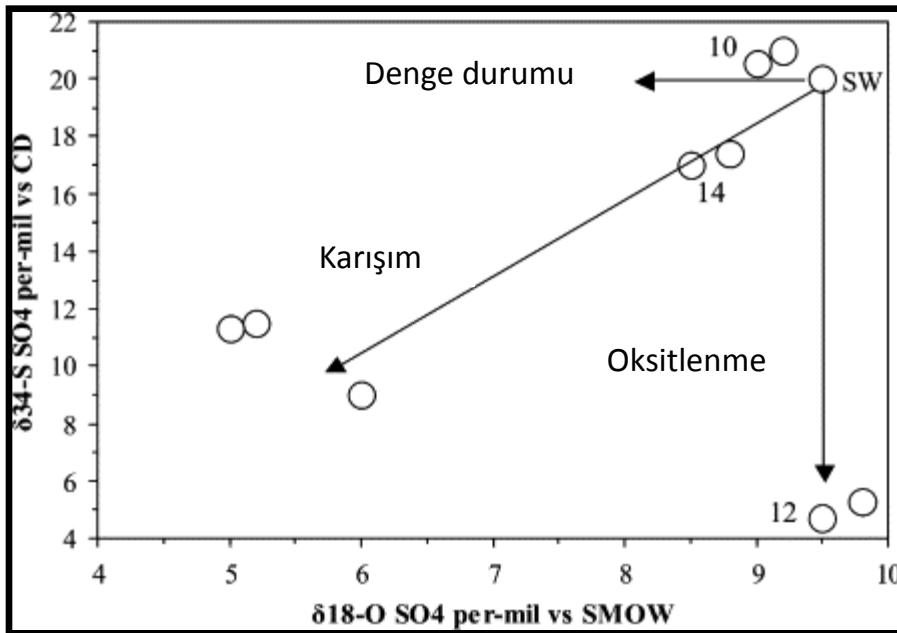
- $\delta^{34}\text{S}$ (Pirit)

- $\delta^{34}\text{S}$ (H_2S)

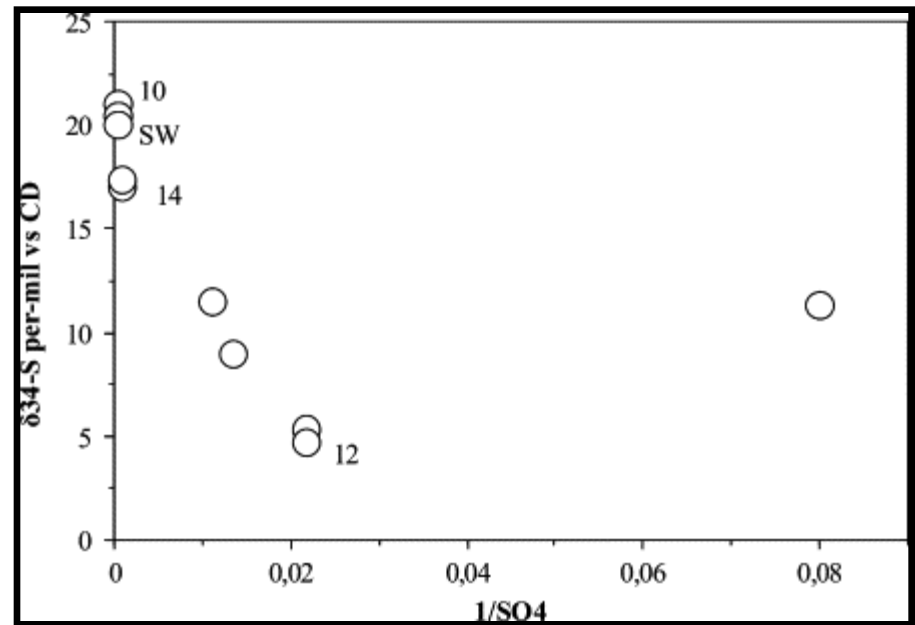
Salonga et al. (2000)

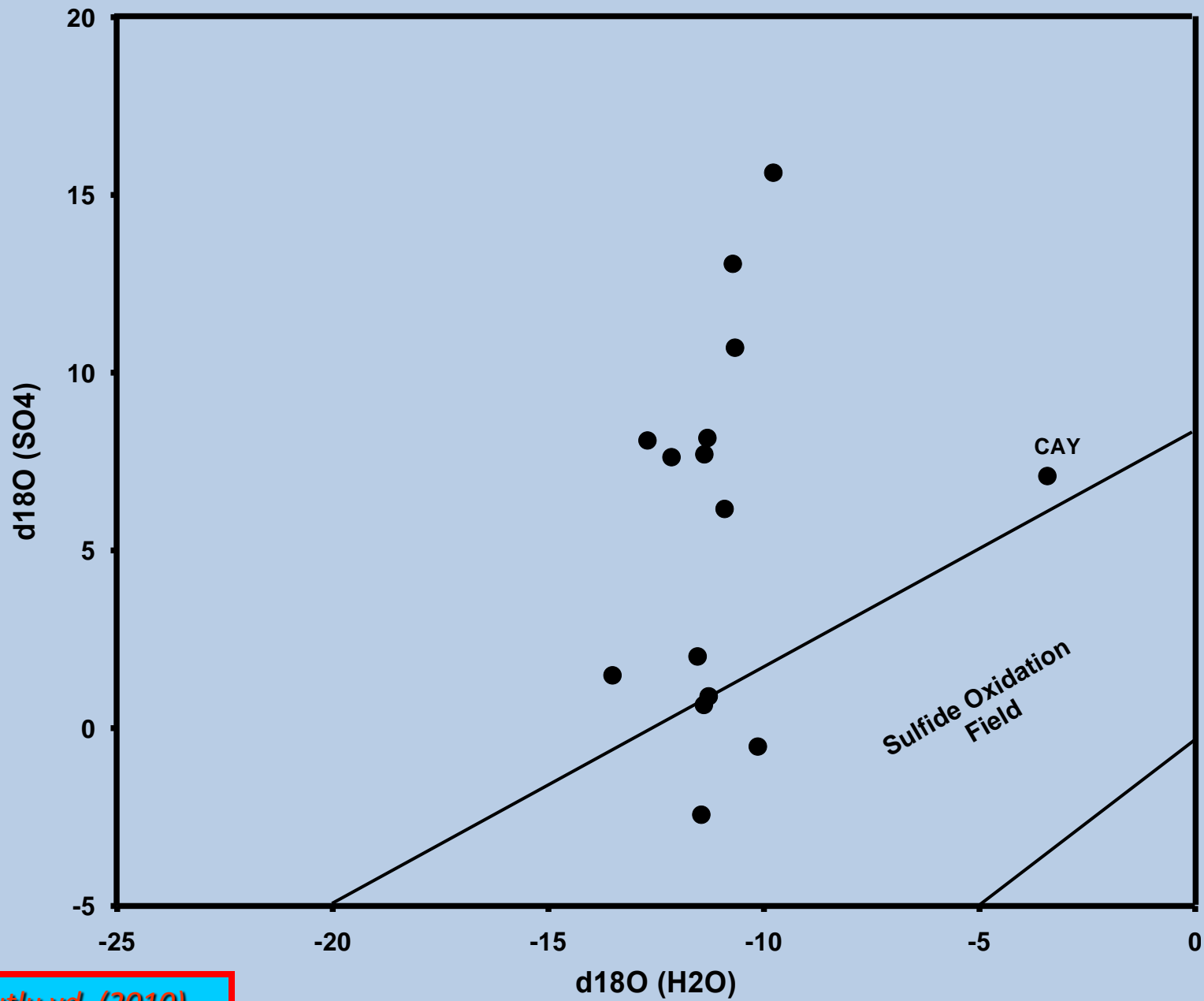




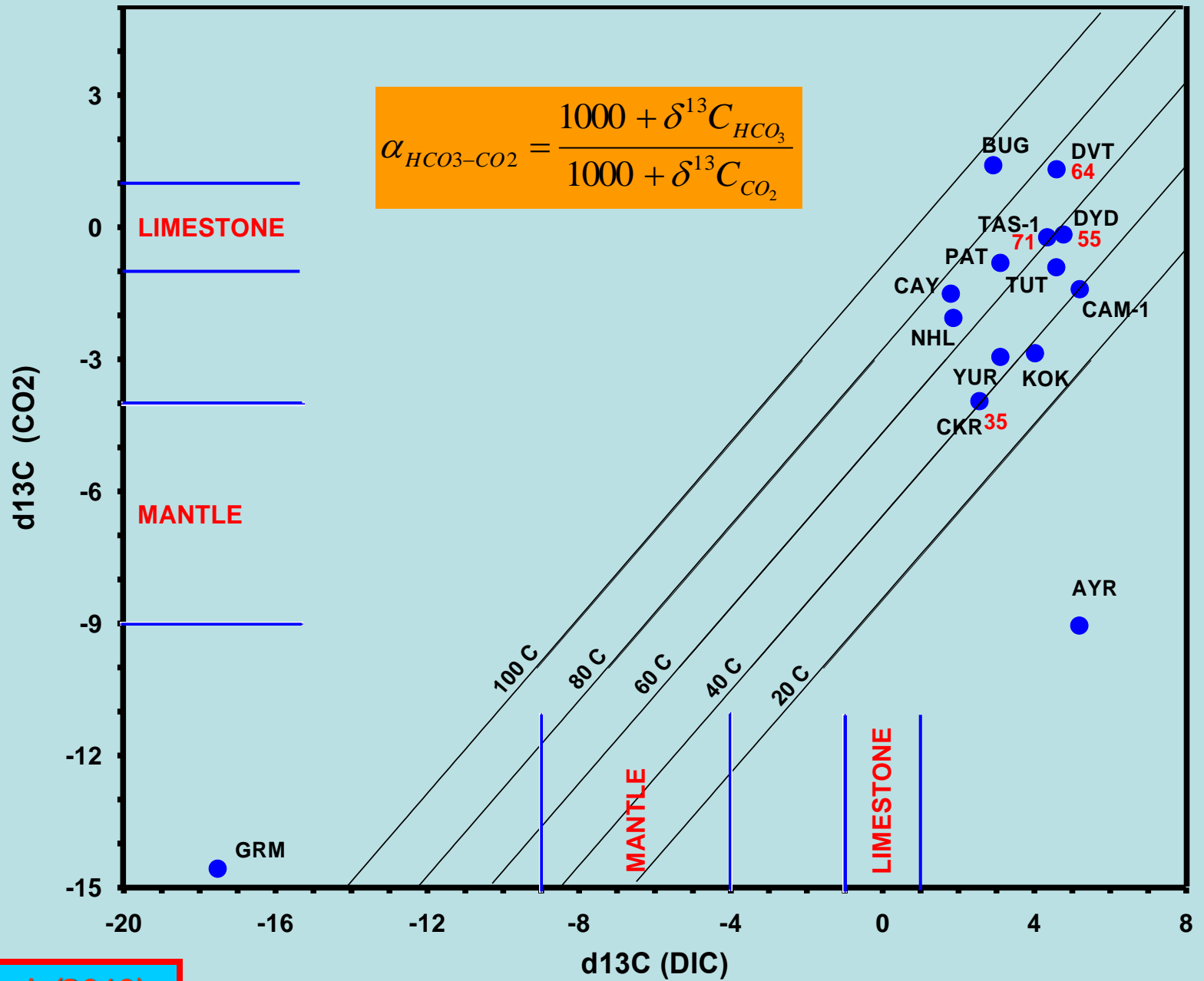


Dotsika et al. (2006)

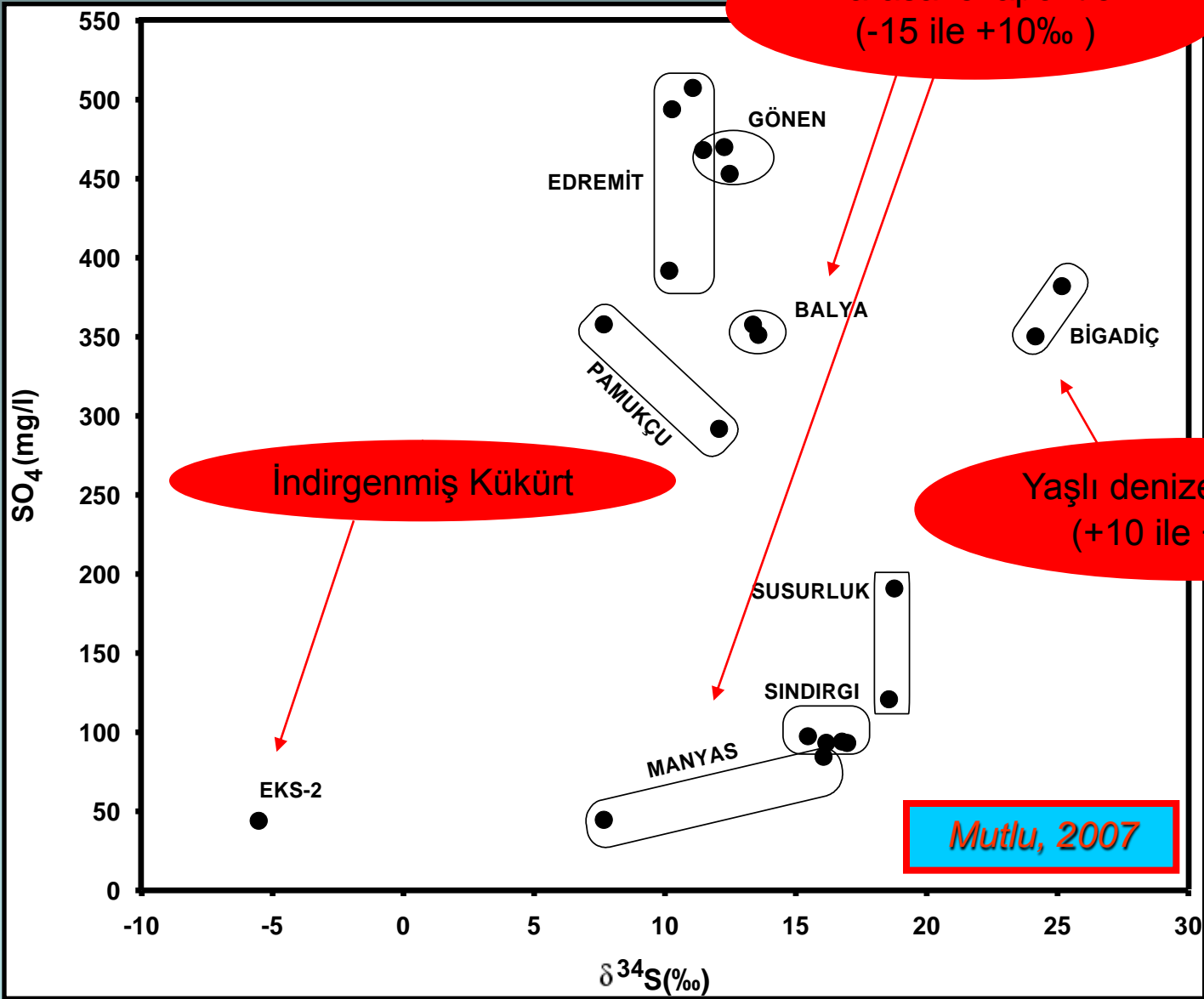


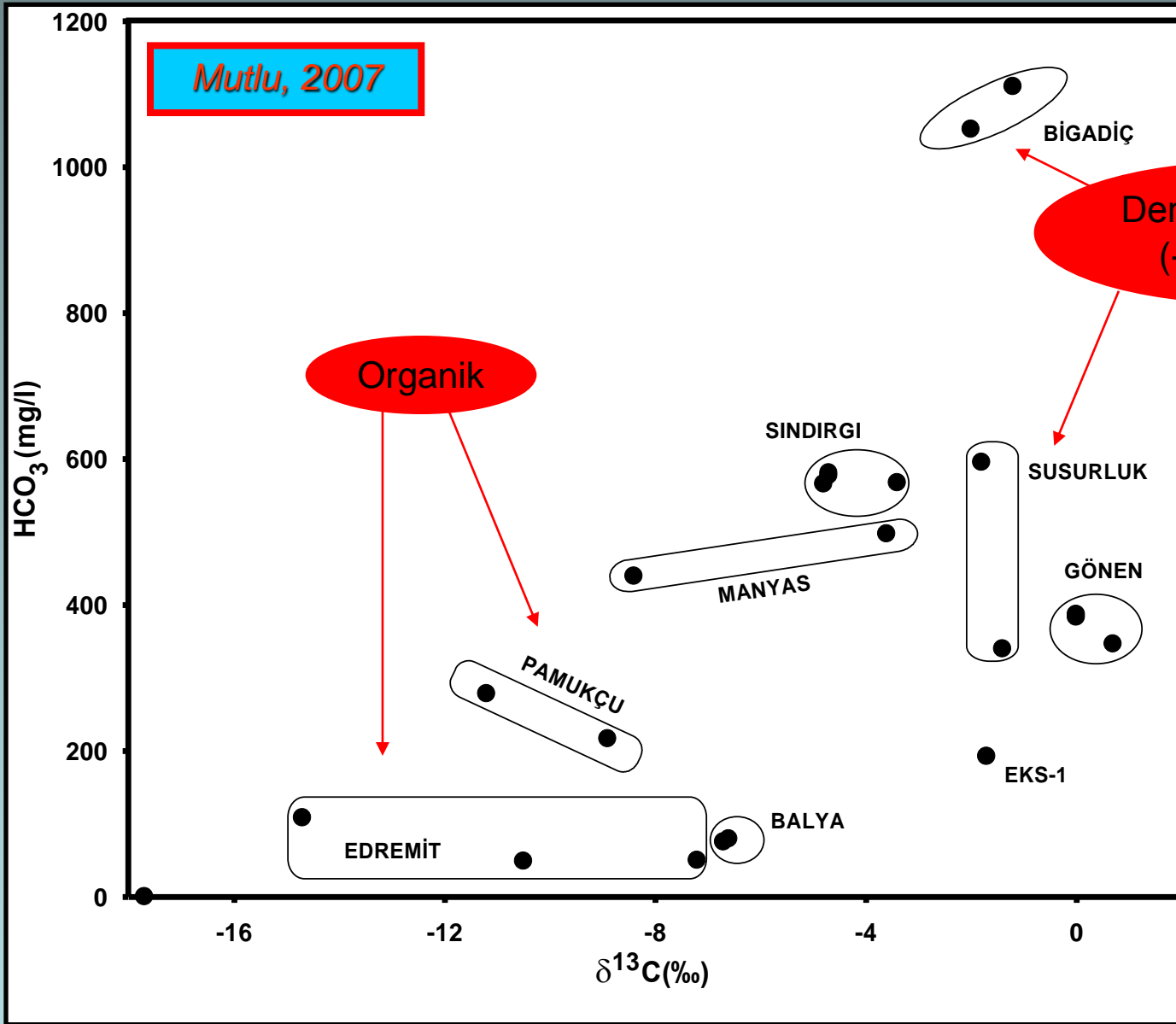


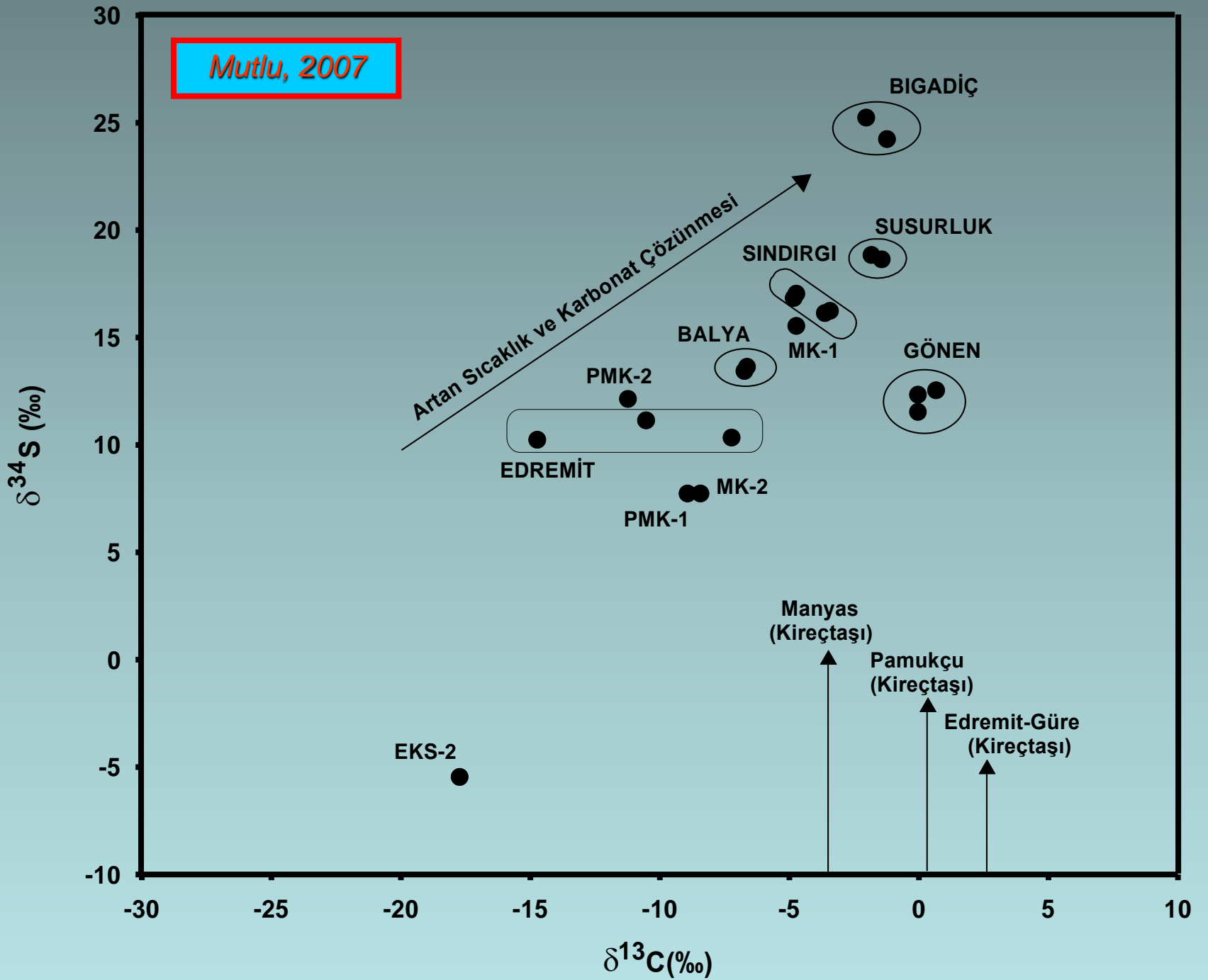
Mutlu vd. (2010)



Mutlu vd. (2010)







İZOTOP JEOTERMOMETRESİ

Jeotermal akışkanlar başta **karbon dioksit** olmak üzere, **metan, hidrojen** ve **su buharı** gibi çeşitli gazlar içermektedir. İzotopların jeotermal akışkandaki bileşenler arasındaki nispi dağılımı sadece sıcaklık tarafından denetlendiği göz önüne alınırsa, bu bileşiklerin herhangi ikisi izotop jeotermometresi olarak kullanılabilir. Bunun için, ilk olarak izotop değişim reaksiyonlarının **denge ayrımlanma faktörünün** (α) bilinmesi gerekir. Jeotermal sahanın termal tarihçesinin herhangi bir izotop jeotermometresi kullanarak ortaya konulması, söz konusu bileşikler arasında izotop dengesinin kurulmuş olmasına bağlıdır. İzotop dengesi için aşağıda verilen şartların sağlanmış olması gerekmektedir:

- **Çalışılan sıcaklık aralığında, izotopik ayrımlanma faktörü (α) sıcaklık gradyanının ölçülebilecek derecede yüksek olmasını gerektirmekte ve farklı kökenli benzer bileşikler ile karışım olmadığı kabul edilmelidir.**
- **Jeotermal rezervuarda elde edilen izotopik dengenin örnekleme noktasında da sürdüğü ve ayrıca, örnekleme ile analiz arasında geçen süre boyunca izotopik değişimin hızının yeni bir izotopik dengenin kurulmasına olanak tanımayacak kadar yavaş olması gerekmektedir.**

İZOTOP JEOTERMOMETRELERİ



Tüm jeotermometrelerde herhangi I ve II bileşenleri için genel bir sıcaklık ilişkisi mevcuttur (T Kelvin olarak):

$$\ln \Delta_{I-II} = \ln \frac{R_I}{R_{II}} = A + \frac{10^3 B}{T} + \frac{10^6 C}{T^2} \text{‰}$$

İzotop jeotermometreleri için A, B ve C katsayıları

Jeotermometre	İzotop	Faz	Kaynak	A	B	C
CO ₂ -CH ₄	δ ¹³ C		Theoretical	-9.560	15.25	2.432
			Ohmoto and Rye (1979)	$\Delta_{I-II} = 4.194 \times 10^8 T^{-3} - 5.21 \times 10^6 T^{-2} - 8.93 \times 10^3 T^{-1} + 4.36$		
			Richet et al. (1977)	$T = [15790 / (\Delta_{I-II} + 9.0)] - 173$ (°C)		
			Giggenbach (1982) Bottinga (1969)	$T = [22166 / (\Delta_{I-II} + 13.86)] - 273.15$ (°C)		
CH ₄ -H ₂ O	δD					
H ₂ -CH ₄	δD		Bottinga (1969) Richet et al. (1977)	-238.28	288.9	31.86
			Craig (1975)	$\ln \Delta_{I-II} = 181.27 \times 10^6 T^{-2} - 8.95 \times 10^{12} T^{-4} - 90.9$		
H ₂ -H ₂ O	δD	Buhar	Richet et al. (1977)	-217.3	396.8	11.76
		Sıvı	Theoretical	-294.0	396.8	25.196
CO ₂ -H ₂ O	δ ¹⁸ O	Buhar	Richet et al. (1977)	-8.87	7.849	2.941
		Sıvı	Theoretical	1961	18.29	7.626
SO ₄ ²⁻ -H ₂ O	δ ¹⁸ O		Lloyd (1968)	-5.60	0	3.251
			Mizutani and Rafter (1969)	-4.10	0	2.880
SO ₄ ²⁻ -H ₂ S	δ ³⁴ S		Kusakabe (1974)	2.6	0	6.04

Radyoaktif İzotoplar:

Radyoaktivite Yasası

Rutherford ve Soddy (1902) tarafından keşfedilen radyoaktivite yasası, bir radyonüklid bozunma hızının herhangi bir zamanda bu çekirdekten arta kalan atom sayısına orantılı olduğu ifadesine dayanır. N atomlardan arta kalan atom sayısı ise:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N$$

Burada λ : *bozunma sabiti* olarak bilinen orantılılık sabitidir ve eksi işaret bozunma hızının zamanla azaldığını gösterir. Gerekli integraller alındığında:

$$\ln N = -\lambda t + C$$

Burada \ln e tabanına göre logaritma ve C ise integral sabitidir. $t = 0$ olursa $C = \ln N_0$ olur (N_0 : $t = 0$ 'da radyoaktif atomların sayısıdır). Bu nedenle, denklemin integralinin alınmasıyla:

$$\ln N = -\lambda t + \ln N_0$$

$$\ln \left(\frac{N}{N_0} \right) = -\lambda t$$

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Yarılanma ömrünü ($T_{1/2}$) belirli sayıdaki radyoaktif atomların yarısının bozunması için gerekli zaman olarak tanımlamak uygun olacaktır. Bundan dolayı, $t = T_{1/2}$ ise, $N = N_0/2$ 'dir. Bu da:

$$\frac{N_0}{2} = N_0 e^{-\lambda T_{1/2}}$$

$$\ln 1 - \ln 2 = -\lambda T_{1/2}$$

$$\ln 2 = \lambda T_{1/2}$$

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

Her radyonüklidin deneysel olarak belirlenmesi gereken karakteristik bir bozunma sabiti vardır. Bu da, belirli zaman aralıklarında radyonüklidin bozunma hızının ölçülmesi ve elde edilen sonuçların *bozunma eğrisi* olarak çizilmesi ile bulunur. Denklem 16.5'e göre parçalanma hızı (A) λN 'ye eşittir. Bu nedenle, radyoaktivite yasası şu şekilde yeniden ifade edilebilir:

$$\lambda N = \lambda N_0 e^{-\lambda t}$$

$A = \lambda N$ olduğundan:

$$A = A_0 e^{-\lambda t}$$

e tabanına göre logaritma alınır:

$$\ln A = \ln A_0 - \lambda t$$

Bu denklem $\ln A_0$ 'ın düşey koordinatı kestiği ve $-\lambda$ 'nın da eğim olduğu düz bir doğru denklemdir. Böylece, bir radyonüklidin bozunma sabiti, bilinen zaman aralıklarında parçalanma hızının ölçülmesinden elde edilen düz bir doğrunun eğiminden bulunabilir. Bozunma eğrisi arta kalan radyonüklid sayısının (N) yarılanma ömür katlarına karşı gelecek şekilde de çizilebilir. Bozunma eğrisinin her iki türü de şekilde gösterilmiştir.

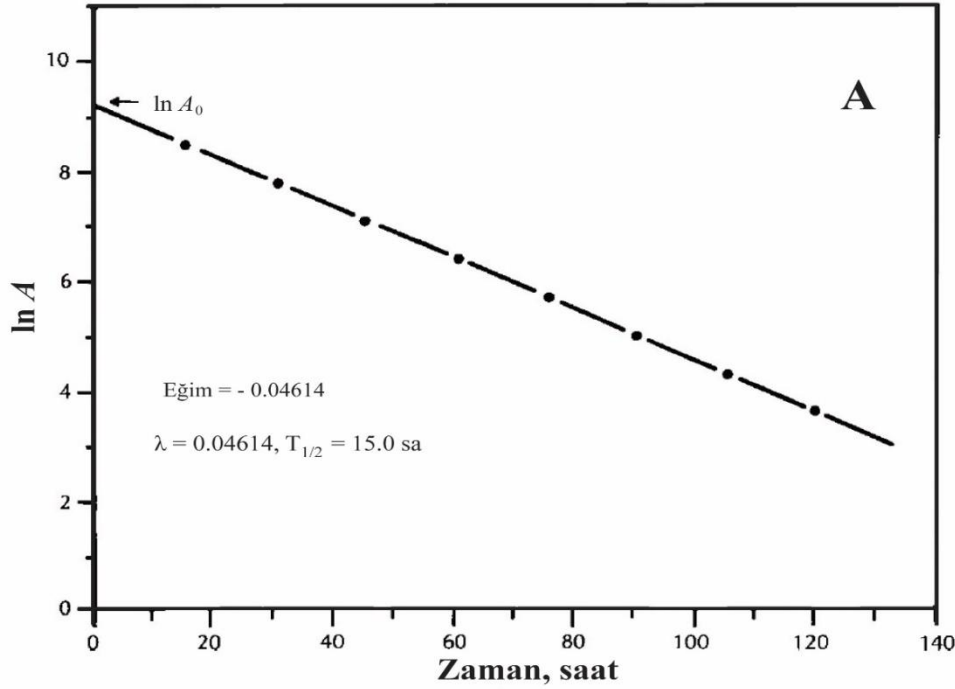
Bir radyonüklidin bozunması duraylı bir yavru çekirdek ortaya çıkarırsa, herhangi bir zamanda biriken radyojenik yavru çekirdeklerin (D^*) sayısı bozunan ebeveyn çekirdeklerin sayısına eşit olur. Bu nedenle:

$$D^* = N_0 - N$$

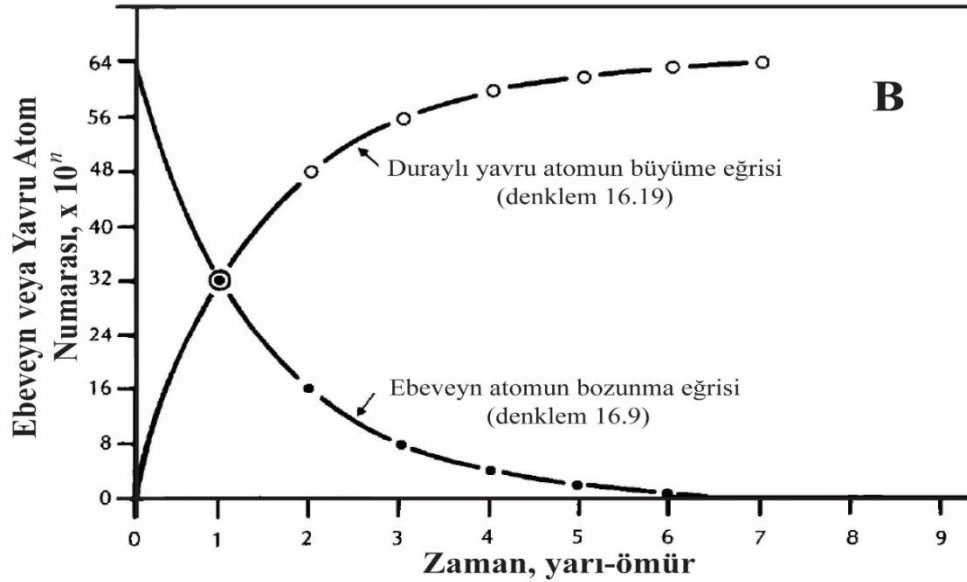
Burada N_0 $t = 0$ 'da ebeveyn atomların sayısı ve N herhangi bir t zamanda arta kalan ebeveyn atomların sayısıdır. Böylece:

$$D^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t}$$

$$D^* = N_0(1 - e^{-\lambda t})$$



A. A 'nın parçalanma hızı ve zaman (t) saat olarak ölçüldüğü denkleme göre \ln -normal koordinatlarında bir radyonüklidin bozunması. Eğimin sayısal değeri yarılanma ömrünün ($T_{1/2}$) denklem 16.13'den hesaplandığı bozunma sabitine (λ) eşittir. **B.** Br radyonüklidin bozunma eğrisi ve duraylı yavrusunun büyüme eğrisi zaman yarılanma ömrünün katları şeklinde gösterilmiştir. Her iki eğri yarılanma ömrü tanımı kullanılarak oluşturulabilir. Ebeveyn izotop sayısı genellikle n yarıömür geçtikten sonra 2^{-n} faktörü kadar azalmıştır.



Bu denklem radyojenik yavruların sayısı ile geçen süre ve t 'nin sıfır olduğu zamanda başlangıçta mevcut olan ebeveyn atom sayısını ilişkilendiren Şekil 16.3B'deki büyüme eğrisidir. Ebeveynin bozunma eğrisi ile duraylı yavrunun büyüme eğrisi birbirini tamamlayıcıdır. Bu durum, ebeveyn ve yavruların sayılarının *sadece* bozunma sonucu değiştiği ve ebeveyn ve yavru atomların başka bir hiçbir süreç ile kazanılmadığı ve kaybedilmediği varsayımına dayanmaktadır.

Radyojenik yavru ve arta kalan ebeveyn atomlar arasındaki ilişki N_0 'ın düzenlenmesinden elde edilebilir:

$$N_0 = N e^{\lambda t}$$

$$D^* = N e^{\lambda t} - N$$

$$D^* = N (e^{\lambda t} - 1)$$

Bu denklem her ikisi de ölçülebilir büyüklük olan radyojenik yavru atomları sayısını (D^*) ebeveyn atom sayısı (N) ile ilişkilendirdiğinden, denklem 16.19'a göre daha faydalıdır. Bu nedenle, son yazılan denklem doğal olarak oluşan uzun ömürlü bir radyonüklid içeren bir mineral veya kayacın yaşını belirlemek için kullanılan jeokronometre denklemidir. Birim ağırlıktaki mineral veya kayac için radyojenik yavruların (D) toplam sayısı:

$$D = D_0 + D^*$$

Burada D_0 : oluşumu sırasında birim ağırlıktaki mineral veya kayaca giren yavruların sayısı, D^* ise aynı birim ağırlıktaki mineral veya kayadaki ebeveynin bozunması ile oluşan radyojenik yavruların sayısıdır. Yavru atomların sayısının eksiksiz tanımı şu şekildedir:

$$= D_0 + N (e^{\lambda t} - 1)$$

D ve N mineral veya kayacın birim ağırlığındaki atom sayısı olarak ifade edilen ölçülebilir büyüklüklerdir. D_0 başlangıçta var olan yavruların sayısı, t ise mineral veya kayacın oluşumundan bu yana geçen süredir. Bir başka deyişle, D ve N 'nin sadece ebeveynin radyojenik yavruya (D^*) bozunmasıyla değişmesi durumunda t mineral ve kayacın yaşıdır.

Bir kayaç veya minerali denklem 16.24'e göre yaşlandırmak için, ebeveyn ve yavru elementlerin konsantrasyonları, ağırlıkları mol sayılarına dönüştürülerek ve Avogadro sayısı ve uygun izotopların bollukları kullanılarak bu izotopların atomları şeklinden yeniden hesaplanmalıdır. Ancak, denklemi t için çözmek için, bozunma sabiti λ ve D_0 değeri bilinmelidir. Radyonüklidlerin bozunma sabitleri ölçülmüştür ve bunların çoğuna yönelik kesin değerler mevcuttur. Ancak D_0 değerini nasıl belirleyebiliriz?

Başlangıçta var olan yavru atomların sayısı iki yolla belirlenebilir. En basit yöntem, büyüklüğü belirli bir bozunma şemasına ve şartlara bağlı olan bir değer varsaymaktır. Örneğin, K-Ar yaşlandırma yönteminde Ar bir asal gaz olması nedeniyle magmadan kristalleşen K içeren minerallere girmesi olası olmadığından, $D_0 = 0$ varsayılabilir. Rb-Sr yönteminde Sr'un mantodan kaynaklandığı ve okyanus ortası sırtı bazaltlara (MORB) benzer bir Sr izotop bileşimine sahip olduğunu varsayarak D_0 için bir değer seçilebilir. Bu varsayımdan ortaya çıkan hata denklemdeki $N(e^{\lambda t} - 1)$ teriminin büyüklüğüne bağlıdır. Eğer bu terim D_0 'dan çok büyükse, hesaplanan yaş D_0 'ın ne şekilde seçildiğine duyarlı değildir. Bu nedenle, bir kural olarak, muskovit veya biyotit gibi Rb'ca zengin yaşlı mineraller varsayılan bir D_0 değerine bağlı olarak güvenilir bir şekilde yaşlandırılabilir.

Bu tercihli prosedür aynı kaya gövdesinden toplanmış çok sayıda örneğin analizine dayanmaktadır. Öyle ki, tüm örnekler aynı yaş (t) ve aynı ilksel yavru içeriğine (D_0) sahiptirler. Bu tür örnek seti için D_0 ve t sabitler olup, denklem koordinatları D ve N olan düz bir doğrudan ibarettir. Yaşları aynı olan (t) ve yavru çekirdeğin başlangıç bolluğu (D_0) aynı olan kayaç veya mineralleri temsil eden tüm noktaların geometrik yerine karşılık geldiğinden, bu düz doğru *izokron* olarak adlandırılır. İzokronun eğimi ve kesim noktası en azından üç adet eş yaşlı örneğe ait analitik veriler kullanılarak en küçük kareler yönteminden belirlenir. İzokronun eğimi (m) eş yaşlı örneklerin ortak yaşı ile ilişkilidir:

$$m = e^{\lambda t} - 1$$

Yaş (t) ise:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln (m + 1)$$

Bu şekilde hesaplanan yaş, hesaplamanın dayandığı varsayımların yerine getirilmesi koşuluyla kayaçların yaşını yansıtır:

- Birim ağırlıktaki mineral veya kayacın yavru ve ebeveyn atomları sayısı sadece ebeveynin yavruya bozunması ile değişir.
- Ebeveyn elementin izotopik bileşimi mineralin oluşumu sırasında izotopların bölümlenmesi ile değişmez.
- Ebeveynin bozunma sabiti kesin olarak bilinmektedir.
- İzokron bir karışım doğrusu değildir.
- Analitik veriler doğrudur.

Jeokronolojide kullanılan zaman birimleri yıl (y), bin yıl (ky), milyon yıl (My) veya milyar yıldır (Myry). Bu varsayımlarla tanımlanan ideal durumda izokron tekniği örneklerin sadece yaşını değil, oluşumları sırasında yavru izotopun bolluğunu da (D_0) belirtir. Bu değer, yavru elementin günümüzde içinde bulunduğu kayaçlara katılmadan önceki tarihçesine yönelik bilgi içerdiğinden dolayı büyük öneme sahiptir (Dickin, 1995).