

Hidrotermal Sistemlere Uygulanan Jeotermometreler

TAHİR ÖNGÜR / Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

GİRİŞ

Yeryuvarında yeralan hertür süreç doğal olarak belli sıcaklık, basınç vb koşullarda yer almaktadır. Bu süreçlerin önemli bir bölümü de sıcaklığa bağımlı olarak gelişmekte ve belli sıcaklık aralıklarında belli dengeler ve fazlar oluşmaktadır. Geçmişte ya da şu anda doğrudan gözlemleyemediğimiz bir yerde, sıcaklığa bağımlı olarak kurulmuş böylesi dengeleri temsil eden, deneysel ve ampirik olarak oluşma koşullarını bildiğimiz, fazlardan yola çıkılarak sıcaklık hesaplanmasına Jeotermometre denebilir. Bu fazlar mineral toplulukları, iyon derişiklikleri ya da oranları olabilir.

Günden güne gelişen jeotermal araştırma teknikleri arasında ilk araştırma aşamasında sahanın ısı niteliğinin bilinebilmesi ve daha sonraki aşamalarda çeşitli hesaplamaların yapılabilmesi ve üretim zonlarının saptanması çalışmalarında yeraltı sıcaklığının dolaylı yoldan öğrenilmesinin büyük yararı olmaktadır. Benzer şekilde bilimsel ve eko-

nomik yaklaşımlarda çeşitli cevher ve gang mineralleri içindeki sıvı kapanımlarının, bu tür jeotermometrelerin uygulanması yoluyla, kapanım sıcaklıklarının bilinmesi de yorumlara katkılı olabilmektedir. Bu nedenlerle sıcak su sistemlerine uygulanabilen jeotermometrelerin geliştirilmeleri, doğru uygulamaları ve uygulamaların yaygınlaştırılması konuya gösterilen ilgiyi hakkı çıkarabilecek sonuçlar sağlayabilir.

HİDROTERMAL SİSTEMLERDE JEOTERMOMETRELER

Sıcak su haznelerinden yeryüzüne yeterli hızla yükselen suların yankayalarla tepkimesinin sınırlı bir düzeyde kalacağı umulur. Bu gibi uygun koşullarda bir sıcak kaynak suyunun bileşiminin, kaynağı besleyen akiferde yer almış bir tepkimenin sıcaklığına ilişkin göstergeler sağlaması beklenebilir. Bu kimyasal göstergeler birkaç türde sınırlanabilir:

Gösterge	Egemen süreç
Silis jeotermometresi	Erime-Çökeltme, ¹
Alkali oranları	İyon değişimi,
Cl/(HCO ₃ -CO ₃) oranı	Çözelmiş CO ₂ ve H ⁻ iyonlarını içeren kaya alterasyonu (Hidrojen metasomatizmi),

ve başka göstergeler.

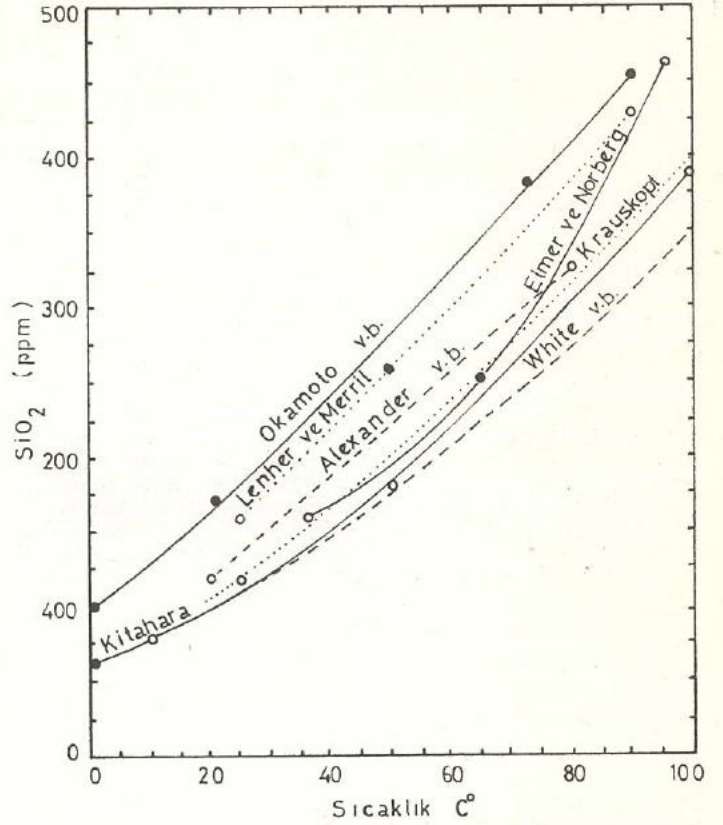
Hidrotermal Sistemlerde Silis

Silis başka bileşenler gibi suda iyonize olarak çözünmemekte, suyla kompleksler kurarak, su içinde moleküler olarak dağılarak erimektedir. Bu komplekslerden egemen olanı monomerik silistir (Si(OH)₄ ya da SiO₂·2H₂O). Silise doymuş eriyiklerde silis yavaşça polimerleşir, giderek kolloidleşir ve çökler (Kennedy, 1943; Krauskopf, 1956; White vö, 1956; Okamoto vö, 1956; Davis, 1964; Anderson ve Burnham, 1965; Arnorsson, 1970).

Silisin Erirliği: Hidrotermal sistemlerde silisin erirliği sıcaklığa bağlıdır. Bu, silisin farklı şekilleri ile dengelenir; amorf silis, kuvars, kristobalit, vb.

Amorf Silis: Sıcak kaynak sularının çöktirdiği silisin amorf olduğu yaygın bir gözlemdir. Bu bakımdan 0°-100°C sıcaklıkları arasında amorf silisin suda erirliği üzerine bir dizi deneysel çalışma yapılmıştır. Elde edilen veriler dağılık görünmekte ise de (Şekil 1) olgunun sıcaklığa bağlılığı aşırtır, ve eleştirili bir seçme sonucu amorf silisin erime eğrisi elde edilmiştir (Şekil 2). Kamtlar 100°C'in altında ve bazan 150°C'a değin sıcaklıklı akiferlerde silisin erirliğinin amorf silis tarafından denetlendiğini göstermektedir. Bu erirlik pH 8'in üzerine çıktığında hızla artmakta, 8'in altında değişmemektedir (Kennedy, 1943; Krauskopf, 1956; Okamoto vö, 1956; White vö, 1956; Ellis ve Mahon, 1964).

Kuvars: Kuvarsın erirliği ise amorf silise kıyasla daha düşüktür. Ne varki çeşitli alanlarda yapılmış sondajlar amorf silisin yüzeye sınırlı olduğunu göstermektedir. Derinleştikçe önce ince daneli kalsedonik kuvars, daha sonra makroskopik kuvars görülür. Amorf silis kaybolur. Elde edilen veriler de 110°C'in üzerinde silisin erirliğinin artık kuvarsça denetlendiğini göstermektedir. Kuvarsın erirliği sıcaklıkla dü-



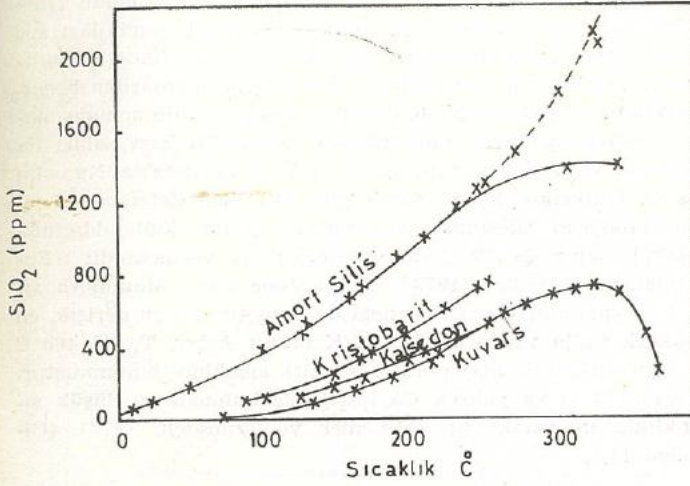
Şekil 1: Çeşitli araştırmaların 0°-100°C arasında amorf silisin suda erirliği için elde ettikleri sonuçlar (Fournier ve Rowe, 1966'dan).

zenli bir şekilde artmaktadır (Şekil 2). 360°C dolayındaki bir maksimumdan sonra yine düşmektedir bu erirlik. Yüksek sıcaklıklarda duraylı olmadığından amorf silis bir yana bırakılırsa, eriyikte bulunabilecek maksimum silis derişikliği 330°C'ta 725 ppm denlidir ve kuvarsça denetlenmektedir. Eriyiğin tuzluluğunun kuvarsın erirliği üzerine etkisinin olmadığı deneylerle saptanmıştır. Kuvarsın erirliğinin yerel mineral toplulukları ve kısmi gaz basınçlarından da bağımsız olduğu bilinmektedir (Morey vö, 1962; Fournier ve Rowe, 1966).

Jeotermometre Olarak Anlamı: Silisin erirliğinin yalnız ve yalnız sıcaklığa bağımlı oluşu bunun bir jeotermometre olarak değerli bir araç olmasını sağlamaktadır.

(1) Dilimizde terimlerin kullanış alanlarının karıştırılışının bir örneğine bu konuda rashyoruz. Çözünme - çözelti ve erime-eriyik terimlerinin tartışmaksızın birbiri yerine kullanış sözkonusu. Üstelik bu metnin anlaşılabilirliği bu kavramların belirginliğine bağlı. Pamir ve Öztunalı (1971)'de bu terimlerde açıklık yok. TDK (1974)'te ise çok ayrıntılı sergilemeye karşın iki sözcük topluluğu arasına aydın bir ayırım getirilememiş. Çözmek fiilinin türevleri zengin bir şekilde sunulmakla birlikte ne konumuza ilişkin süreçlerle bağlantıları ne de erimek fiilinden ayrılığı vurgulanmamış AGI (1974)'te süreçler ve kavramlar oldukça açık. Türkçe'de ayrı karşılıkları bulunması gereken iki ayrı terim verilmekte; iki ayrı süreci anlatan **dissociation** ve **dissolution**. Dissociation 'iyonlaşmayı da kapsar şekilde, bir özdeğin su içinde bileşenlerinin bazalarına ayrılışını anlatıyor. Dissolution ise bir katı ya da gazın bir sıvı içinde tek bir sıvıya dönüşmesinin karşılığı olarak verilmekte. Gerekli türev sözcükler bu ayırım üzerinde üretilmekte. Bu kavramları dilimizde, bu yazıda, aşağıdaki şekilde aktarmayı önermekteyiz:

çözüm	(ing. dissociation),
erime	(ing. dissolution),
çözelti	(ing. solute), çözünmüş olan özdok,
erinti	ing. solute), erimiş olan özdok,
eriten	(ing. solvent), eriten sıvı ya da çözüldüren su.
eriyik	(ing. solution), çözelti + erinti eriten,



Şekil 2: Kuvars, kalsedon, kristobalit ve amorf silisin eriyiğin buhar basıncındaki erirlikleri (Fournier ve Rowe, 1966'dan).

Uygulamalar: Bir sıcak kaynak suyunun ya da su-buhar kuyusunun suyunun silis içeriğini kullanarak yeraltı sıcaklığını hesaplamak için suyun yükselişi sırasında ayrılan buhar için bir düzeltme yapmak gereklidir. Başlangıçta örneğin 260°C sıcaklıkta olan ve 540 ppm erinti silis içeren eriyik, silis çöktürmeden yüzeye yükselmeye başlarsa sürekli buhar ayrılacak ve silis zenginleşecektir. Buhar sabit entropide (tersinir genişleme) oluşuyorsa 100°C'lik kaynaktaki silis 730 ppm'e yükselmiş ve başlangıçtaki sıvının %26'sı buharlaşmış olacaktır. Buharlaşma sabit entalpide (tersinmez genişleme) oluyorsa buharlaşan sıvı %32 ve 100°C sıcaklıktaki kaynaktaki silis içeriği 795 ppm olacaktır (Şekil 3). Bu verilere göre 159°C veya 162°C sıcaklıklarının altında eriyik amorf silise doymuş duruma geçecektir. Kuvarsla 210°C'ta dengede olan su amorf silise tam 100°C'ta doymuş olacaktır. Bu aşırı doygunluk durumu silisin çökmesini sonuçlayacaktır. Bu nedenle 100°C dolayında silis çökeltken kaynak sularının akiferde 200°C'in üzerinde sıcaklıkta bulunuyor olması çok olasıdır.

Sabit entropi ve entalpide ayrılan buhar için çeşitli düzeltme değerleri hesaplanıp iki eğri elde edilmiştir. Bu eğriler kuvarsla son denge sıcaklığı ve boğalan sudaki silis miktarına göre düzenlenmiştir. Bu grafiğin kullanılmasında (Şekil 4) sıcaklığın kuvarsla son denge durumunu göstereceğinin ve bunun da ancak sistemin buhar ayrıntısıyla soğumasında geçerli olabileceğinin unutulmaması gerekir. Su yükselirken kuvars çökmesini sürdürüyorsa elde edilen sıcaklık gerçektekinden daha düşük olacaktır. Ayrıca CO₂, H₂S gibi gazların büyük miktarı yükselen sudan ayrılmakta ise, bu ayrılan gazlar sudan ısı alarak buhar oluşumunu sınırlandıracağı için, elde edilen sıcaklıklar yine küçük olacaktır (Fournier ve Rowe, 1966; Fournier ve Truesdell, 1970). Kuvarsla son denge sıcaklığı her sıcak su sistemi için farklı ve bazı etkenlere bağlı olacaktır; yeraltındaki ısı koşulları, eriyiğin yükselme hızı, öteki erimiş bileşenlerin etkisi gibi.

Sıcak kaynak suyunun silis içeriği o sıcaklığın amorf silis erirliğinden azsa yüzey yakınında daha önce çökelmiş amorf silis eriyebilir ve yüksek sıcaklık hesaplayabiliriz. Öte yandan kaynak suyunun silis içeriği o sıcaklıktaki amorf silis

erirliğinden yüksekse kuvarsla son denge sıcaklığı derindeki en yüksek sıcaklığa yakın ya da onun altında olur.

Silis yöntemiyle hesaplanan yeraltı sıcaklıkları yüzeye yakın suların karışması, yüzeye yükselen eriyikte silis çökmesi ve eriyiğin kaynamasıyla buhar kaybıyla etkilenebilir.

Bu yöntemle Yeni Zelanda, Amerika ve İzlanda'da başarılı uygulamalar yapılmıştır (Fournier ve Rowe, 1966; Arnorsson, 1970; Ellis, 1970; Fournier ve Truesdell, 1970; Mahon, 1970; White, 1970).

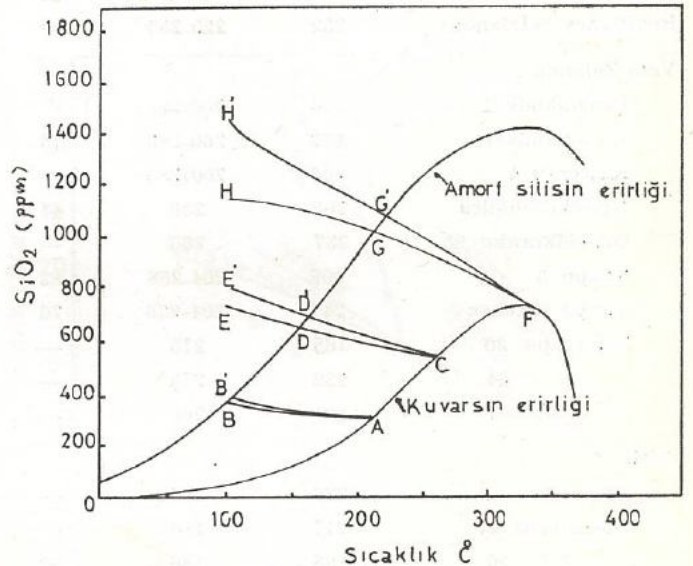
Kaynama sıcaklığında olan, Cl içeriği en yüksek ve yüksek debili kaynakların uygulama için seçilmesi yöntemin başarı olasılığını artırır (Ellis, 1970; Fournier ve Truesdell, 1970; White, 1970; Fournier vö, 1974 a).

Alkali İyon Değişiminin Sıcaklığa Bağımlılığı

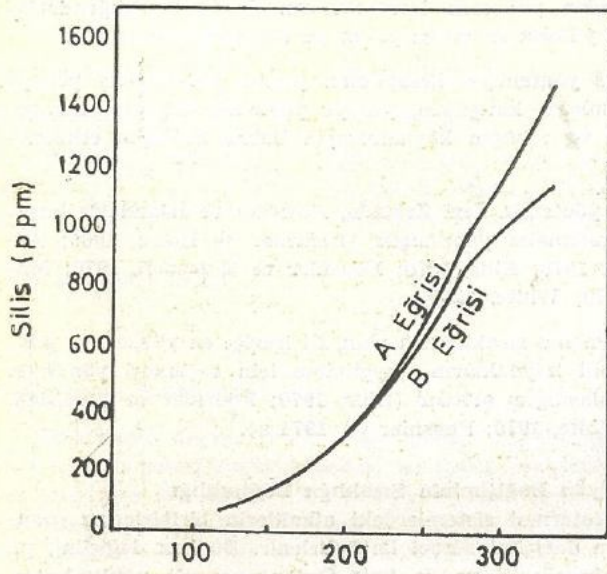
Hidrotermal sistemlerdeki alkalilerin birbirlerine oranları iyon değişimi süreci ile belirlenir. Bu baz değişimi, ya alkalilerin çözelti ya da katı fazlar arasında paylaşılması, sıcaklığa bağımlıdır. Ancak bu bağımlılık niceliksel olarak 175°-200°C'in üzerindeki sıcaklıklarda uygulanabilir. Çünkü düşük sıcaklıklarda aluminosilikat dengesi belirli değildir.

DeneySEL ve Ampirik Veriler: Alkali baz değişimleri arasında en bol deneysel veri Na/K içindir.

$K^+ + Na - \text{Felspatı} \rightleftharpoons K - \text{Felspatı} + Na +$ tepkimesi Orville (1963) tarafından incelenmiştir. Hemley bu tepkimeyi ayrıca muskovit ve kuvarsla birlikte incelemiştir (Şekil 5) (Fournier ve Truesdell, 1973). Orville ve Hemley'in deneysel sonuçlarından uzatılan bir doğru doğal sular için Na/K değerlerinin üst sınırını kurmaktadır (Şekil 6). 200°C'in üzerinde çoğu noktalar Ellis'in ve White'in ampirik eğrileri yakınında dağılırlarken, 200°C'in altında çok dağıntılırlar (Fournier vö, 1973; White, 1970).



Şekil 3: Başlangıçta 210°, 260° ve 330°C sıcaklıklarda ve eriyiğin buhar basıncında kuvarsla dengede olan üç eriyiğin adyabatik soğuma ile ulaşılan artık sıvılarının silis konsantrasyonları. AB, CDE, ve FGH eğrileri sabit entropide, AB', CD'E' ve FG'H' eğrileri sabit entalpide soğuma durumları içindir. (Fournier ve Rowe, 1966'dan).



Kuvarsla son denge nin yeraltı sıcaklığı °C

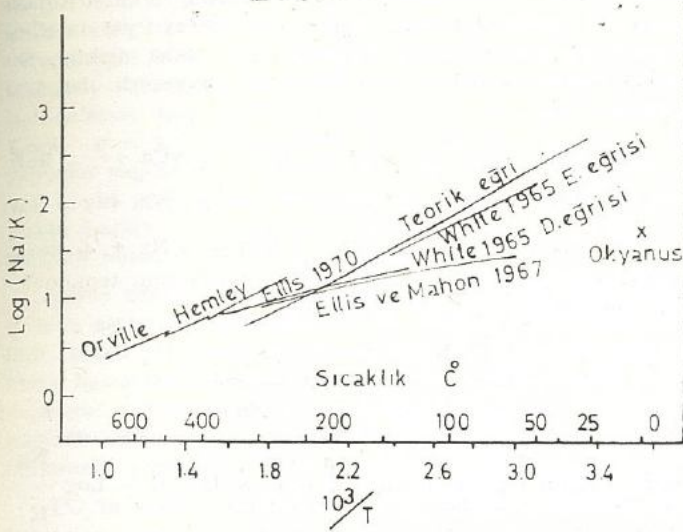
Şekil 4: Kaynak kuyulardan boşalan kaynar sıcaklıktaki suların silis konsantrasyonundan yeraltı sıcaklığının tahmini için eğriler. A eğrisi sabit entalpide soğumayı, B eğrisi sabit entropide soğumayı kabul ederek elde edilmiştir. (Fournier ve Rowe, 1966'dan).

Pratik Veriler: (Şekil 6-7): Kaliforniya Kettleman Hills petrol kuyularının suları ve Yellowstone Park sondajları sularının çoğu Na/K değerleri ampirik eğrinin üzerinde kalmaktadır. Yellowstone Park suları K'ca zengin kayalardan boşalmaktadır ve yüksek Na/K değerleri dengesizliğin sonucu olabilir. Başka yerlerin daha yüksek sıcaklıklı bazı suları da yüksek Na/K değerlerine sahiptir. Yeni Zelanda'da Ngawha 88 ve Orakeikorako 91 suları gibi. Bu Yeni Zelanda sularının kimyasal bileşimleri ve ampirik eğriler kullanıldığında hesaplamalar 65°-70°C düşük sıcaklıklar vermektedir (Fournier ve Truesdell, 1973). Yellowstone Park Mammoth sıcak kaynağının 171 nolu örneği de ilginçtir. Bu en derişik, en yüksek Ca'lu ve en düşük Na/K oranlı sudur. $T_{Na/K}$ 400°C hesaplanırken sondajla 72°C yeraltı sıcaklığı bulunmuştur. Silis miktarı ve yüksek Ca içeriği de bulunan bu düşük sıcaklıkla uyuşmaktadır (Fournier ve Truesdell, 1973) (Çizelge 1).

Sınırlamalar: Açıktır ki Na/K oranına dayanan jeotermometrenin kullanılışı çok dikkatle yapılmalıdır (Sigvaldson, 1973; Fournier ve Truesdell, 1973). Bu yöntem yüksek SiO_2 düşük Ca ve benzeri bazı başka kantların bulunduğu sular için güvenilir olarak kullanılabilir. Düşük ve orta sıcaklıklı ortamların suları için çok yüksek sıcaklıklar elde edilebilir. Tersine Ellisi'in ve White'in ampirik eğrilerinin kullanılışıyla bazı suların Na/K oranı 60°-70°C düşük sıcaklıklar gösterebilir (Fournier ve Truesdell, 1973). Na/K ile belirlenen sıcaklıkların asit suların çoğuna uygulanma yeteneği yoktur.

Adı	TlogK* °C	Ölçülü yeraltı sıc. °C	Kaynak sıc. °C	SiO_2 ppm	T(SiO_2)		TLog (Na/K)	
					Adyabatik soğuma °C	Kondüktif soğuma °C	Ellis eğrisi °C	Deneysel eğri °C
Achuacaphan (Elsalvador)	208	228	63	183	—	175	227	295
Reykjanes (İzlanda)	232	225-253	99	544	232	—	209	276
Yeni Zelanda								
Broadlands 1	200	260-285	—	338	209	229	187	250
Broadlands 4	179	260-285	75	280	—	204	260	220
Kawerau 4	246	200-285	—	240	180	192	222	286
Ngavha Jubiles	205	230	48	178	—	172	166	222
Orakeikorako 98	237	260	—	280	189	204	237	305
Taupo 5	208	204-256	82	260	—	198	208	270
Taupo Kitchen	211	204-256	76	235	—	190	208	270
Waiotapu 20	168	275	—	380	208	227	125	184
" 64	232	275	—	490	225	249	222	286
" 97	201	260	—	235	179	191	193	256
ABD								
Beowawe	236	236	—	444	230	258	220	284
Steamboat 27	217	186	—	317	197	213	200	262
" 50	168	186	60	220	—	186	187	250
Mammoth, Yellowstone	96	72	74	52	—	72	436	533
Oje Calliente, "	152	174	95	245	176	—	91	152

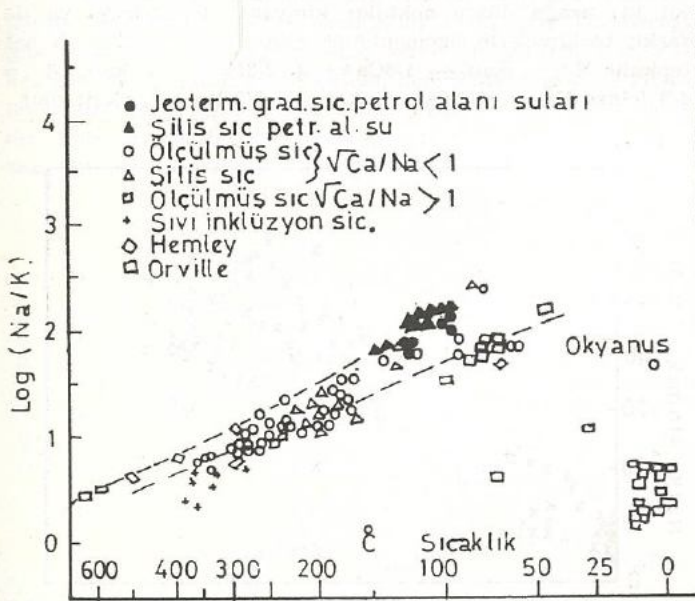
Çizelge 1 (Fournier ve Truesdell, 1973'ten alınmıştır)



Şekil 5: Sıcaklığın işlevi olarak değişen Na/K oranının çeşitlenmesini gösteren deneysel ve ampirik eğriler. (Fournier ve Truesdell, 1973'ten).

Ayrıca Mammoth kaynağında olduğu gibi, traverten çökeltten suların çoğunda yanlış sonuçlar alınmaktadır (White, 1970). Bu tür hatalardan sakınılabilmesi için bunları doğrulabilecek nedenlerin bilinmesi gerekir. Bu uygulama için daha çok Ellis'inkine dayanılarak hazırlanmış yalın bir eğri kullanılmaktadır (White, 1970; Sigvaldason, 1973) (Şekil 8).

Sulanma Etkisi: Yükselirken sıg düzeylerde düşük sıcaklıklı bir başka su ile karışan derin suyun son Na/K atomik oranı başlangıçtakinden farklı olacaktır. Görüntüğe göre soğuk sular çevreleriyle genellikle denge kuramamışlardır. Yüze yakın suların K içerikleri, bu suların riyolitik ka-

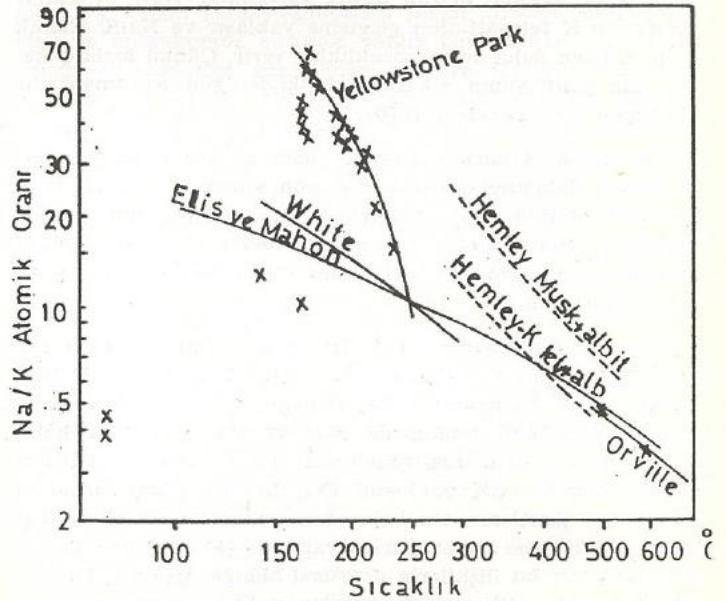


Şekil 6: Kabul edilen denge sıcaklıkları için doğal suların Na/K değerleri. Altta kesikli çizgi Ellis ve White'in ampirik eğrileridir. (Fournier ve Truesdell, 1973'ten).

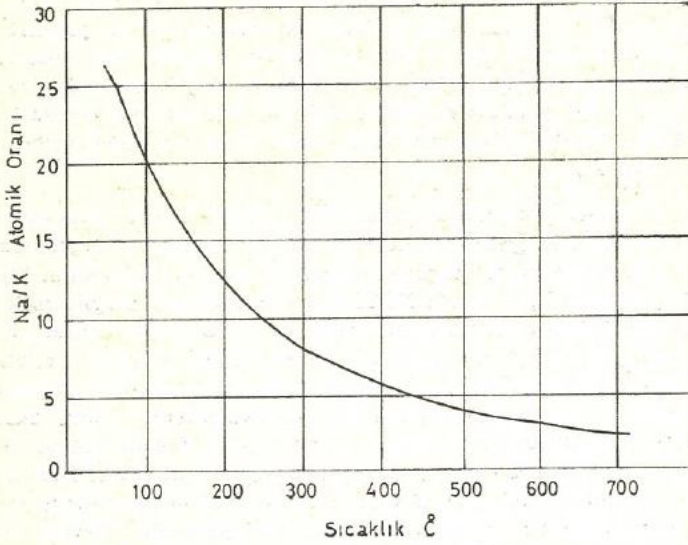
yaların K'ca zengin camı kesimlerini, sıvı ve katı fazlar arasında bir alkali iyon değişimi dengesi kurmadan, yıkamalarından ötürü, Na'a kıyasla yüksek olabilir. Bu yüzden beklenenin tersine düşük Cl içerikli ve düşük sıcaklıklı suların Na/K oranları da düşük olabilir (Fournier ve Truesdell, 1970). Firehole Geyser havzası suları buna bir örnek olabilir (Şekil 9).

Farklı Mineral Toplulukları: Şekil 7'deki Hemley'in muskovit-paragonit (montmorillonit)-albit-kuvars topluluğu ve K felspatı-albit-kuvars-muskovit topluluğu verilerinin bir kıyaslaması çok farklı Na/K sıcaklık ilişkileri sergilenmektedir. Başka mineral toplulukları da daha farklı eğriler sonuçlayacaktır; bazıları K felspatı eğrisinden yüksek, bazıları alçakta. Bu yüzden Na/K yöntemi kullanılmadan önce varolan mineral topluluğunun bilinmesi gerekmektedir (örn. bkz. Mercado, 1970). K'ca zengin alkali felspat doğada boldur ve genellikle Na/K oranını onun belirlediği kabul edilir. Bununla birlikte K felspatının varlığı ve eriyikle dengeliğinde bile belirlenen sıcaklığın geçerliliği tartışılmalıdır. Orville ve Hemley'in eğrileri ancak K felspatı ve albit birlikte bulunuyorlarsa doğru sonuç verir. K. felspatı yalnız başına aynı sıcaklıklar için Na/K eğrisi daha düşük değerlere kayar. Albit yalnızca daha büyük Na/K değerlerine bir kayma olur. Çözeltinin bileşimini denetleyen minerale göre tam bir tayf olanaklıdır. Ellis ve Mahon'un eğrisi ancak benzer kaya ve mineral topluluklarının varlığında geçerlidir. Başka sıcak su sahalarında Na/K sıcaklık ilişkileri bu eğriden farklı olabilir. Örneğin Yellowstone Park Na/K değerleri hemen hemen Hemley'in K felspatı-albit eğrisinin uzantısına rasgelir ve Ellis ve Mahon eğrisinin oldukça uzağında kahr (Fournier ve Truesdell, 1970).

Baz Değişimi: Suyun hareket hızına ve karşılaşılan kaya ve minerallere bağlı olarak eriyiğin Na/K oranı, derin akiferden yükselişi sırasında az ya da çok değişebilir (Fournier ve Truesdell, 1970; Sigvaldason, 1973). Örneğin Yellowstone Park'taki bazı sular bu yolla oldukça değişmiştir. Aynı



Şekil 7: Laboratuvar deneyleri ve doğal suların bileşimlerinden çıkarılmış Na/K-Sıcaklık eğrileri. (Fournier ve Truesdell, 1970'den).



Şekil 8: Termal sular için pratik Na/K atomik oranı-Sıcaklık eğrisi. (Sigvaldason, 1973'ten).

akiferden beslenen kaynak ve sondaj sularının Na/K oranları arasındaki farklar kısa bir uzaklıkta bile iyon değişiminin etkin olduğunu göstermektedir. $Cl/(HCO_3-CO_3)$ oranının değişmemesi, pH'a bağlı hidrojen metasomatizmasıyla mineral alterasyonunun değil, iyon değişiminin etkin olduğunu göstermektedir (Fournier ve Truesdell, 1970).

Yükselen suyun akma kanallarının duvarları silis çökeltiri ile kaplanmışsa yankaya ile eriyiğin iyon değişimi kısıtlanır. Daha yüksek yeraltı sıcaklıklı sular daha çok silis eritip soğuduklarında daha çok çöktüklerinden kanalların baz değişimini engelleyecek şekilde silisle kılıflanması ilerler. Böylesi durumlarda Na/K oranları pek değişmezken Si/Cl oranları önemli değişiklikler gösterebilir. Böylece silis jeotermometresi anormal olarak düşük sıcaklıklar verir. Noktalar Hemley'in K felspatı-albit çizgisine yaklaşır ve Na/K atomik oranı silisten daha doğru sıcaklıklar verir. Çünkü hızla çöken silis yankayanın alkalilere tepkiyeciliğini azaltmaktadır (Fournier ve Truesdell, 1970).

Kompleks İyonların Etkisi: Sıcak suların çoğu fazlasıyla derişik olduğundan kompleks iyon oluşumu yok sayılabilir. Ama, Salton Sea salamuraları gibi bazı termal sularda kompleks iyonların oluşabileceği göz önüne alınmalı ve Na/K atomik oranı yerine aktivite oranı kullanılmalıdır (Fournier ve Truesdell, 1970).

Başka Tepkimelerin Etkisi: Na/K oranını varolan mineral topluluğu ile eriyikteki Na^+ ve K^+ katyonları gibi başka katyonlar da belirleyebilir. Örneğin plajyoklazın K felspatına dönüştüğü tepkimede Na^+ ve Ca^{++} serbest kalır. Çoğu doğal sistemlerde çözeltideki Ca^{++} miktarı kalsitin verilen sıcaklık, pH ve kısmi CO_2 basıncı koşullarındaki erirliğince denetlenir. Bu bakımdan Ca'un Na ve K ile ilişkilerini sergileyen bir araştırma yapılmış (Fournier ve Truesdell, 1973) ve bu ilişkilerin doğrusal olduğu ortaya çıkmıştır (Şekil 10, 11). Bunun nedeni Ca'un miktarının karbonatın erirliğince denetlenmesi yanında, K ve Na'un yanında silikat tepkimelerine de girmesidir. Bu yüzden Na ve K'un miktarı

Ca'un derişikliğince denetlenir. Doğal sular Na'dan daha az K içerdiğinden Ca derişikliğindeki bir değişmeye karşı K'daki değişme Na'dakinden daha belirgin olur. Dolayısıyla da K'un Ca'la korelasyonu Na-Ca arasındakinden daha açıktır. Bu ilişkiyi kapsayan pek çok tepkimeden en geçerli olan üçü şunlardır:

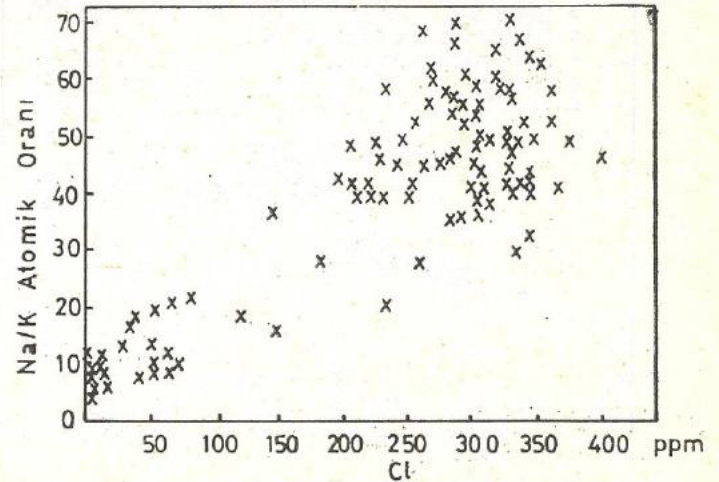
- (1) $(x + 2y) K^+ + \text{katı} \rightleftharpoons xNa^+ + yCa^{++} + \text{katı}$
- (2) $(2y - x) K^+ + xNa^+ + \text{katı} \rightleftharpoons yCa^{++} + \text{katı}$
- (3) $(x - 2y) K^+ + yCa^{++} + \text{katı} \rightleftharpoons xNa^+ + \text{katı}$

Bunların kıyaslanmasını kolaylaştırmak için tüm tepkimelerin denge katsayısı şöyle yazılabilir:

$$\text{Log } K^* = \text{Log} \frac{Na}{K} + \beta \text{Log} \frac{\sqrt{Ca}}{Na}$$

Alkali felspat tepkimeleri için $\beta = 0$ ve $\text{Log } K = \text{Log} \frac{Na}{K}$

olur. (1) ve (2) tepkimeleri için $\beta = 2y$, (3) tepkimesi için $\beta = -2y$ olur. (1) tepkimesinde $0 < \beta < 1$ arasında, (2) tepkimesinde 1'den büyük olur (eğer bir birim K^+ katıya bağlanıyorsa). $\text{Log} (Na/K) + \beta \text{Log} (\sqrt{Ca}/Na)$ terimi bir çizelgeye işlendiğinde, $\beta = 2$ alınmışsa $100^\circ C$ 'tan yukarı değerler (K^+ , Na^+ ile değiştiğinde), $\beta = 0$ alınmışsa ($K^+ + Ca^{++}$, $3Na^+$ ile değiştiğinde) $100^\circ C$ 'm altındaki değerler dağınık bir şekilde görülmektedir (Şekil 12). β 'nin 0 ile 2 arasındaki bir değeri karşılığı çoğu sular için hesaplanan $\text{Log } K^*$ değerlerinin sıcaklığa bağımlı bir doğru üzerine düşmesini bekleyebiliriz. Kullanılan bir grafik yöntemle $100^\circ C$ 'm üzerinde $\beta = 1/3$, $100^\circ C$ 'm altında $\beta = 4/3$ kullanıldığında tüm noktaların bir doğru üzerine düştüğünü görürüz. Tüm veriler bu doğrunun $\mp 15^\circ C$ alt ve üst sınırları içinde kalmaktadır. Bu sıcaklık aralığında granitik kayalardan gelen sular çizginin alt, kireçtaşı ve dolomitlerden gelen sular üst yanına düşerler. Bu doğru çizgiden (Şekil 13) uzağa düşen noktalar kimyasal dengesizliği ya da farklı tepkimelerin egemenliğini gösterir. $\beta = 1/3$ için net tepkime $K^+ + \text{katı} \rightleftharpoons 1/6Ca^{++} + 2/3Na^+ + \text{katı}$, $\beta = 4/3$ içinse $K^+ + 1/3Na^+ + \text{katı} \rightleftharpoons 2/3Ca^{++} + \text{katı}$ olur.



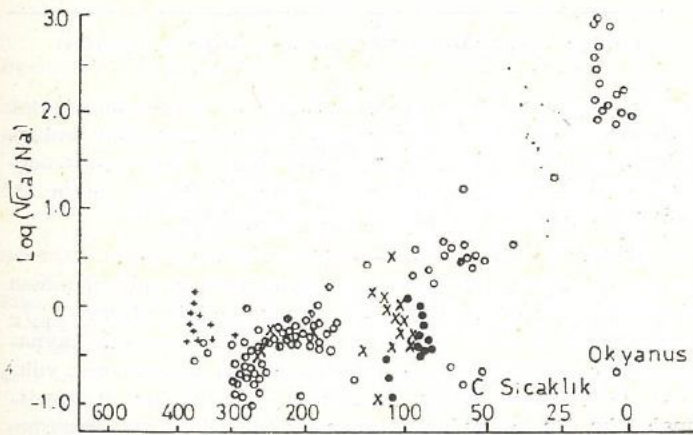
Şekil 9: Yellowstone Park'taki bazı suların Na/K-Cl değerleri. (Fournier ve Truesdell, 1970'ten).

Tüm tepkimelerin bu eşitliklere göre oluştuğu söylenemezse de $\beta = 1/3$ ve $\beta = 4/3$ 'ün birleşik eğrisinin çoğu sular için yararlı bir jeotermometre oluşturduğu açıktır. Bunun kullanılması için önce (A) erimiş türlerin konsantrasyonlarının Molalite değerleri hesaplanır, sonra (B) Molalite değerleri kullanılarak $\text{Log}(\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}})$ hesaplanır. Bu sayı eksi ise $\text{Log}K^*$, $\beta = 1/3$ ile hesaplanır. Yok artı ise $\beta = 4/3$ ile hesaplama yapılır ve Şekil 13'e başvurularak sıcaklığın 100°C 'tan büyük mü, küçük mü olduğuna bakılır. 100°C 'tan büyükse $\text{Log}K^*$, $\beta = 1/3$ 'e göre yeniden hesaplanır ve eğriden sıcaklık bulunur. Yoksa $\beta = 4/3$ ile hesaplanır.

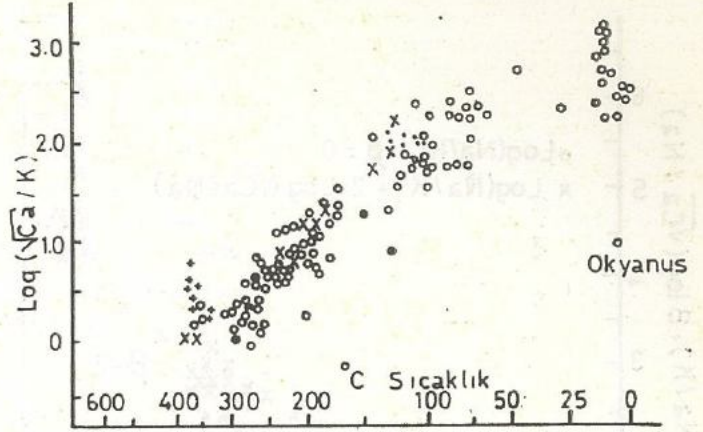
pH'nin Etkisi: Bir kaynak ya da kuyudan boşalan suyun H iyon aktivitesi derindeki bir merhale denli farklı olabilir. İlkel pH ancak yeraltı sıcaklığı ve CO_2 gibi gazların kısmi basınçları bilindiğinde hesaplanabilir. Bu yüzden su bileşimiyle yeraltı sıcaklığı arasındaki ilişkileri belirtecek ampirik anlatımların düzenlenmesinde H iyonunun şimdilik tepkimeye girmedigini kabullenmek durumundayız.

CO_2 'in Etkisi: Sabit CO_2 kısmi basıncında kalsitin erirliği artan sıcaklıkla azalır. pH ilişkilerine bağlı olarak CO_2 'in kısmi basıncı artarken kalsitin erirliği artar ya da azalır. pH, silikat hidrolizi tepkimesi tarafından düzenlendiğinde P_{CO_2} 'de bir artma eriyikteki Ca miktarını azaltır. Öte yandan pH azalırken P_{CO_2} 'deki bir artmayla kalsitin erirliği de artacaktır. Genel olarak silikat tepkimeleri, sıcaklıkların yüksek ve tepkime hızının da yüksek olduğu sıcak su sistemlerinin derinlerinde, pH'ı belirleyecektir. Öte yandan daha soğuk çevrelerde, ki buralarda CO_2 yüksektir, pH karbonat dengesiyle belirlenir görünmektedir. Her durumda önemli olan sudaki Ca miktarıdır. Yüksek Ca içeriği daha küçük Na/K oranları gerektirir. Bu Yellowstone Park'taki Mammoth sıcak kaynakları ve traverten çökeltin çoğu öbür Ca'ca zengin suların küçük Na/K değerlerine sahip oluşlarını açıklar. CO_2 ya da Ca'ca zengin ortamlar için su hazneyi terkettikten sonra CaCO_3 çökmemişse Na-K-Ca termometresi doğru sonuçlar verir. Çökeltmişse olağandışı yüksek sonuçlar verir.

Sonuç: Çizelge 1'de silis, $\text{Log}(\text{Na}/\text{K})$ ve $\text{Log}K^*$ yöntemleriyle hesaplanmış çeşitli sıcaklıklar verilmiştir. Görüleceği gibi tüm sular için doğru sonuç veren bir yöntem yok. Fakat silis ve Ca düzeltmeli yöntem, hem Ellis'in hem de Hemley'in uzatılmış eğrilerinden daha doğru sonuçlar vermektedir. Silis ve alkali oranlarıyla hesaplanmış sıcaklıklar, bazan, farklı çıkmaktadır. Silis değerleri küçük olmaktadır. Bu



Şekil 10: Doğal sular için $\text{Log}(\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}})$ - Sıcaklık eğrisi. (Fournier ve Truesdell, 1973'ten).



Şekil 11: Doğal sular için $\text{Log}(\sqrt{\text{Ca}/\text{K}})$ - Sıcaklık eğrisi. (Fournier ve Truesdell, 1973'ten).

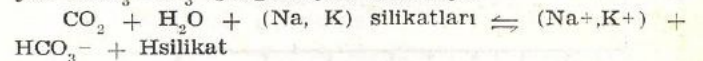
çoğun maksimum akifer sıcaklığının altında su boşaltan kuyularda görülmektedir. Böyle bir fark bulunduğu silis sıcaklığı hep boşalan suyun sıcaklığına yakın olurken, alkali oranı sıcaklığı maksimum sıcaklıkla ilişkilidir. Alkali oranları, bir sıcaklık değişimi sonrasında silisten çok daha yavaş değişir (Mahon, 1970; Sigvaldason ve Cuellar, 1970).

Olağan durumlarda Na-K-Ca yöntemi kaynaklar, SiO_2 yöntemi ise kuyular için daha güvenilirdir.

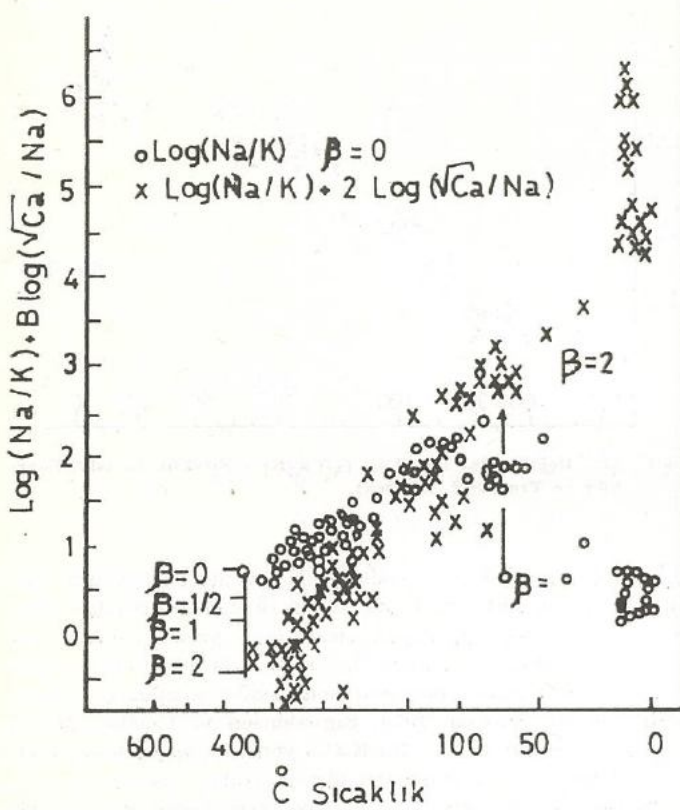
Na/K atomik oranı bir hidrojeotermometre olarak çok dikkatle kullanılmalı, özellikle nötr ya da alkali, traverten çökeltmeyen ve/ya da $\text{Log}(\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}})$ değeri 0.5'ten küçük olan sularla yeğlenmelidir. Ne SiO_2 ne de Na-K-Ca jeotermometrelerine asit, sülfatça zengin ve çok az Cl içeren sular için güvenilmemelidir. Bazı suların Na/K değerleri Ellis'in eğrisiyle, bazıları da Hemley'in deneysel eğrisiyle iyi sonuç vermektedir. Bu karışıklık çoğu zaman Ca düzeltmeli yöntemle ortadan kaldırılabilir. Bu yöntem birçok su için iyi çalışır görünmektedir. Ama bazı yerlerde net kaya-su tepkimesi β 'yi bizim varsaydığımızdan farklı kılacak şekilde olabilir ve bulduğumuz sıcaklık yanlış olur. Özetle su yükselirken ve soğurken süreğinden su-kaya tepkimesi ile tüm "su bileşimi jeotermometreleri" ters yönde etkilenir. Başlangıçta az Ca'lu olan sular yankayayla tepkimeden ötürü düşük sıcaklık hesaplamaları doğrular. Oysa başlangıçta CO_2 y da Ca'ca zengin olanlar CaCO_3 'ün hızlı çökmesi ve Na ve K'un yavaş tepkimesi yüzünden yüksek sıcaklık hesaplamaları doğrular. Başka bir sorun da derin kökenli suyun sığ ve değişik bileşimli sularla karışmasıdır (Fournier vö, 1974 a).

Cl/($\text{HCO}_3^- - \text{CO}_3$) Yöntemi

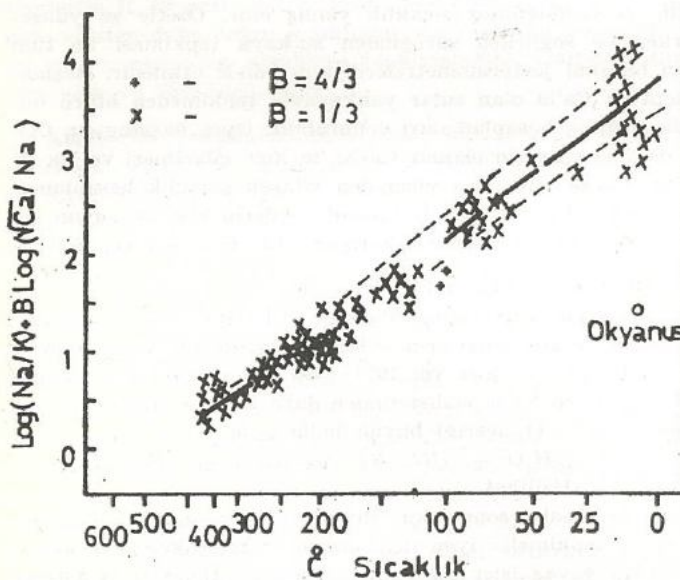
Özellikle Yellowstone Park'ta $\text{Cl}/(\text{HCO}_3^- - \text{CO}_3)$ eşdeğer oranları farklı akiferlerin sularının ayırılmasında yararlı olmaktadır (Fournier vö, 1971). Bu oranın sıcaklığa bağımlılığı SiO_2 ve Na/K endislerinden daha az açıktır. Termal suyun $\text{HCO}_3^- - \text{CO}_3$ içeriği büyük bölümüyle



türü tepkimeler sonucudur. Bu tepkimeler sıcaklığa bağımlıdır. Bu tepkimeler iyon değişimi ve erime-çökme'ye kıyasla daha yavaş işler gibi görünmektedir. Dolayısıyla yüzeye yakın tepkimelerden etkilenmez. Buna karşın, bu olgu henüz bir jeotermometre olarak geliştirilmemiştir.



Şekil 12: $\beta=0$ ve $\beta=2$ kullanılarak bulunmuş sondaj suyu verilerinin dağılımı. (Fournier ve Truesdell, 1973'ten).



Şekil 13: Doğal sular için önerilen jeotermometre eğrisi. (Fournier ve Truesdell, 1973'ten).

Mg

Yüksek sıcaklıklı suların Mg içeriği düşüktür. Konsantrasyon sıcaklıktan çok etkilenir. Yüksek debili, önemli Mg içerikli (birkaç ppm'den yüksek) nötr, derişik sulu termal sahalar jeotermal açıdan kuşku ile karşılanmalıdır (White, 1970).

Öbür Yöntemler

Genellikle yüksek Cl/F, Cl/SO₄, Na/Ca ya da Na/Mg oranları yüksek sıcaklıkların niteliksel göstergesidir (White, 1970).

İzotop oranlarının da sıcaklık hesaplanmasında kullanılabileceği anlaşılmakta, fakat bunun geliştirilmesi geleceğe kalmış görünmektedir.

Ek

Yakınlarda yapılan son çalışmalarla kaynak sularının SiO₂ ve Na, K ve Ca içeriklerine dayanan jeotermometrelerin 200°-230°C'tan aşağı yeraltı sıcaklıklarını göstermede başarılı olduğu, daha yüksek sıcaklıklarda ise suyun yüzeye yolculuğu sırasında yeniden dengelemelerin yeraldığı anlaşılmıştır (Truesdell ve Fournier, 1975). Yeraltında soğuk ve sıcak sular karışmakta ise maksimum sıcaklığın göstergeleri bazan korunmuş olabilir. Karışık ılık ($t < 80^\circ\text{C}$) kaynakların kimyasal bileşimine dayanan bir hesaplama Fournier ve Truesdell (1974, b) tarafından, kaynama sıcaklığında çıkan karma kaynakların derin su oranı ve yeraltı sıcaklıklarını hesaplama için ise Truesdell Fournier (1975) tarafından yeni bir yöntem geliştirilmiştir. Yöntem Şili ve Yeni Zelanda'da başarılı bir şekilde uygulanmıştır.

ÖRNEKLER

Sözli edilen olgulara ülkemizden de örnekler verilebilir.

Denizli, Kızıldere Jeotermal Alanı'nda KD1 kuyusu ve bir kaynak suyunu kıyaslayan çizelge 2'den suların kaynağa yükselişi sırasında hem silis çökeltiğini hem de baz değişimine uğradığını; sondaj kuyusunda CaCO₃ çökeliminin

	TSiO ₂	TLog(Na/K)	TLogK*
	Ellis eğrisi DeneySEL eğri		
KD1	175°C	220°C	280°C
Kaynak	103°C	190°C	253°C

Çizelge 2 Denizli-Kızıldere sıcaksu sistemi değerleri

varlığı bilindiğine göre Na/K ve LogK* ile yüksek sıcaklıklar elde ediyor olabileceğimizi; doğru akifer sıcaklığının bulunması için önce sahanın özgün T-Log (Na/K) eğrisinin deneysel ya da Ellis'in ampirik eğrilerinden hangisine yakın olduğunu bilmemiz gerektiğini çıkarabiliriz.

İkinci örnek Kızılcahamam çevresinden verilebilir (Çizelge 3). Bu örnekte de daha önce söylenenlerin doğrulanması görülmektedir. Ca ve HCO₃ bakımından zengin suların T_{Na/K} değerlerinin ne denli gerçekdışı olabildiği Seyhamam kaynağı değerlerinden açıkça görülmektedir. Bu kaynak çok yüksek debili, düşük Cl'lu ve traverten çökelten bir su boşaltmaktadır. Bu bakımdan Seyhamam için Na-K-Ca jeotermometresinin uygulanması ve LogK* sıcaklığının bulunması gerekmektedir.

		Seyhamam	B. Kaplıca	K. Kaplıca	M. Suyu	Acısu
TLog(Na/K)	°C	209	196	195	188	178
TlogK*	°C	80	180	195	170	165
TSiO ₂	°C	61	110	110	73	75
Si/Cl		0.6	0.24	0.15	—	0.04
Cl	mg/lt	20	237	265	458	482
Cl/HCO ₃		0.027	0.22	0.29	0.36	0.35

Çizelge 3 Kızılcahamam çevresi sıcaksu sistemi değerleri

	TLogK* °C	SiO ₂ -mg/lt	TSiO ₂ -°C	Si/Cl	Cl/HCO ₃ -CO ₃
TXV	210	35	—	0.00061	434
TXVII	215	88	120	0.00135	551
TI	215	50	—	0.00085	384
AI	115	71	—	0.00117	385
BI	195	96	125	0.00420	247
CI	220	67	—	0.00110	288
DI	210	53	—	0.00100	228
EI	215	63	—	0.00110	215
GI	205	53	—	0.00105	152

Çizelge 4 Tuzla-Çanakkale sıcaksu sistemi değerleri

Bir başka örnek olarak Tuzla (Çanakkale) kaynak suları verilebilir (Çizelge 4). Burada SiO₂ değerleri yorumlanamayan bir nedenle çok düşüktür. T_{SiO₂} kullanılamamaktadır. Oysa kaynakların çoğu (AI, CI, DI, EI, GI) ve bir sondaj suyunda (TXVII) silis çökelmemekte, yükselme sırasında bir kaynak suyunda silis erimekte (BI) ve iki sondaj suyundan da silis çökelmektedir (TXV, TI) T-LogK* değerleri birbirine

çok yakındır. Büyük olasılıkla suyun yükselmesi sırasında baz değişimi olmamaktadır (AI dışında). Cl/(HCO₃-CO₃) oranının çeşitlenmeleri hidrojen metasomatizminin etkin olduğunu ve çeşitli gaz içerikli ve asitlikli sularla karşılaşılabilirliğini göstermektedir. Koşullar Na-K-Ca yöntemine güvenilebileceği yönünde yorumlanabilecek gibidir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- AGI, 1974, Dictionary of geological terms, Anchor.
- Anderson, G. M. ve Burnham, C. W., 1965, The solubility of quartz in supercritical water, Am. J. Sci., 263, 494-511.
- Arnorsson, S., 1970, Underground temperatures in hydrothermal areas in Iceland as deduced from the silica content of thermal waters, UN Symp. on Geothermal Energy, Pisa.
- Davis, S. N., 1964, Silica in streams and ground water, Am. J. Sci., 262, 870-891.
- Ellis, A. J. ve Mahon, W. A. J., 1964, Natural hydrothermal systems and experimental hot water-rock interactions, Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1323-1357.
- Ellis, A. J., 1970, Quantitative interpretation of geochemical characteristics of hydrothermal systems, UN Symp. on Geothermal Energy, Pisa.
- Fournier, R. O. ve Rowe, J. J., 1966, Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells, Am. Sci., 264, 685-697.

- Fournier, R. O. ve Truesdell, A. H., 1970, Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming, USA, UN Symp. on Geothermal Energy, Pisa.
- Fournier, R. O. ve Truesdell, A. H., 1973, An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters, Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1255.
- Fournier, R. H., White, D. E. ve Truesdell, A. H., 1974 a, Geochemical indicators of subsurface temperature - Part 1, Basic assumptions, USGS J. Res., 2, 3, 259-262.
- Fournier, R. O. ve Truesdell, A. H., 1974 b, Geochemical indicators of subsurface temperature and fraction of hot water mixed with cold water, USGS J. Res., 2, 3, 263-270.
- Kennedy, G. C., 1943, The hydrothermal solubility of silica. Am. J. Sci., 241.
- Krauskopf, K. B., 1956, Dissolution and precipitation of silica at low temperatures, Geochim. Cosmochim. Acta, 10, 1-26.

- Mahon, W. A. J., 1970, Chemistry in the exploration and exploitation of hydrothermal systems, UN Symp. on Geothermal Energy, Pisa.
- Mercado, S., 1970, High activity hydrothermal zones detected by Na/K, Cerro Prieto, Mexico, UN Symp. on Geothermal Energy, Pisa.
- Moray, G. W., Fournier, R. O. ve Rowe, J. J., 1962, The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25° to 300°C, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, 1029-1043.
- Okamoto, G., Okura, T. ve Goto, K., 1957, Properties of silica in water, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, 123-132.
- Orville, P. M., 1963, Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases, *Am. J. Sci.*, 261, 201.
- Pamir, H. N. ve Öztunalı, Ö., 1971, *Yerbilim terimleri sözlüğü*, TDK yayını 320, Ankara.
- Sigvaldason, G. E. ve Cuellar, G., 1970, Geochemistry of the Achuapapan thermal area, El Salvador, Central America, UN Symp. on Geothermal Energy, Pisa.
- Sigvaldason, G. E., 1973, Geochemical methods in geothermal energy: "Geothermal Energy" de, Unesco, Paris.
- TDK, 1974, *Türkçe sözlük*, TDK yayını 403, Ankara.
- Truesdell, A. H. ve Fournier, R. O., 1975, Calculation of deep reservoir temperatures from chemistry of boiling hot springs of miyed origine, UN Symp. on Geothermal Energy (Second), III, 88, California.
- White, D. E., Brannock, W. W. ve Murata, K. J., 1956, Silica in hot-spring waters, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10, 27-59.
- White, D. E., 1970, Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources, UN Symp. on Geothermal Energy, Pisa.