

# 同位元素 地質學의 概觀

植 田 良 夫

## Review of Isotope Geology

Yoshio Ueda

本文은 1971年 10月 14日 午前 延世大理工大學에서 實施한 日本東北大學理學部 教授 植田良夫博士의 學術講演全部를 記錄한 것이다. 本 學術강연은 大韓鑛山地質學會주최로 개최되었다. 本文의 번역은 李大聲會員에 依해서 이루어 졌다. <편집자>

地質學에 있어서 同位元素의 利用은 크게 다음과 같이 7分野로 나누어서 說明할 수 있습니다.

1. 地質年代學 (Geochronology)
2. 地下水의 利用
3. 물의 누수(漏水)
4. 堆積物의 移動을 아는데 쓰여지는 面
5. 토양의 밀도측정
6. 同位元素比를 測定함으로써 地質學의 여러面으로의 利用
7. 放射能測定調査입니다.

이제 하나하나를 말씀을 드리면 다음과 같습니다.

地質年代學(Geochronology)에 관하여 말씀드립니다.

우선 原子核의 붕괴에 관해서 간단히 說明 하겠습니다. 여러분이 다 아시다시피 放射性 元素는  $\alpha, \beta$  및  $\gamma$  붕괴를 하는데  $\alpha$  붕괴는 헬륨(He) 핵이 放射되는 것이기 때문에 그 質量에 감소가 4개, 原子番號數의 감소가 2이 됩니다. 그에 대해서  $\beta$  붕괴는 電子의 放射 또는 捕獲이기 때문에 質量의 變化는 거의 없으며 電荷의 變化와 energy의 放出이 일어납니다. 끝으로  $\gamma$  붕괴는 光子를 放出하는 경우로서 이때는 電子波의 붕괴라고 볼 수가 있습니다.

특히  $\beta$  붕괴는 어제 서울大學에서 말씀드렸던 K-Ar 法에서  $K^{40}$ 에서  $Ca^{40}$ 으로 變하는 경우가 되고  $K^{40}$ 에서  $Ar^{40}$ 으로의 變化는  $\gamma$  붕괴에 依한 것입니다.

原子핵은 中性子와 陽性子로 되어있고 그 주위로 電子가 여러겹으로 궤도를 따라 大端히 빠른 速度로 回轉하고 있습니다. 이 원자핵내에서 어떤 一定한 質量數(A)의 값에 對한 핵을 생각해 볼때 原子番號(Z)와 中性子數(N)과의 관계에서 그 핵이 安定한 條件을 만족치 못할 경우에는 다음 두 경우의 變化가 일어납니다.

即 陽性子가 많은 경우에는 陽電子를 放出시켜서 붕괴 하므로서 安定한 핵이 되려고 합니다. 이때의 붕괴를  $\beta^+$  붕괴라고 하고 또 中性子가 많은 경우에는 陰電子를 放射하는 붕괴가 일어나서 역시 安定한 핵으로 되는 것입니다. 後者의 경우를  $\beta^-$  붕괴라고 합니다. 이 경우 핵內에서 發生하는 電子는 핵외의 電子와 性質이 같은 것입니다.

또하나 K-포착이라는 現象이 있는데 이는 中性子の 質量이 陽性子の 質量보다도 약간 크기때문에 中性子가 陽性子로 轉化해서  $\beta^-$ 線을 내는 경우에는 다음과 같은 反應이 energy의 可能합니다. 即 핵에 가장 가까운 궤도의 電子를 핵內로 捕獲해서 陽性子가 中性子로 되며 同時에 中性微子를 내는 것입니다. 이때는 勿論 質量의 變化는 없고 K 궤도상의 電子 한개를 잃게되는데 이 같이 되면 그에 따라 그보다 외곽궤도에 있는 電子가 K 궤도로 들어오게 되고 동시에 거기서 energy의 放出이 수반되는 것입니다.

地質年代學에 利用되는 同位元素는 約 35種이 있으나 그중에 特히 주목되는 것이 표 1과 같이 11種입니다.

표 1 Isotope in Geology (after Kulp)

1. Geochronology	Half life
1) $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$	$1.39 \times 10^{10}\text{yr}$
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	$7.13 \times 10^8\text{yr}$
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	$4.51 \times 10^9\text{yr}$
2) $^{14}\text{C} (^{13}\text{N} \rightarrow ^{14}\text{C})$	5,000yr
3) $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ca}$	$1.46 \times 10^9\text{yr}$
4) $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$	$1.19 \times 10^{10}\text{yr}$
5) $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$	$5.0 \times 10^{10}\text{yr}$

- 6)  $^{206}\text{Pb}-^{207}\text{Pb}$
- 7)  $^{187}\text{Re}-^{187}\text{Cs}$   $10^{11}\text{yr}$
- 8)  $^{108}\text{Pd}-^{107}\text{Ag}$   $7 \times 10^6\text{yr}$
- 9)  $^{115}\text{In}-^{115}\text{Sn}$   $6 \times 10^{15}\text{yr}$
- 10)  $^{138}\text{La}-^{138}\text{Ba}$   $7 \times 10^{10}\text{yr}$
- 11)  $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$   $6.7 \times 10^{11}\text{yr}$

2. Underground water

$^{79}\text{Br}$ ,  $^{81}\text{Br}$ ,  $^{32}\text{P}$

3. Water leak

$^{60}\text{Co}$

4. Migration of Sediments

$^{60}\text{Co}$ ,  $^{65}\text{Zn}$ ,  $^{46}\text{Sc}$ ,  $^{15}\text{Cr}$

5. Measurement of earth density

$^{60}\text{Co}$

6. Isotope ratio

$^{32}\text{S}$   $^{33}\text{S}$   $^{34}\text{S}$   $^{36}\text{S}$

$^{12}\text{C}$   $^{13}\text{C}$   $^{14}\text{C}$

$^{16}\text{O}$   $^{17}\text{O}$   $^{18}\text{O}$

$^{24}\text{Mg}$   $^{25}\text{Mg}$   $^{26}\text{Mg}$

$^{28}\text{Si}$   $^{29}\text{Si}$   $^{30}\text{Si}$

Rb/Sr

7. Radioisotope Survey

표 1에서 각 母元素와 娘元素가 있고 또한 各 各의 반감기를 볼 수 있습니다. 이 중에서 가장 오래전 부터 알려진 方法은 1)과 같은 것으로 이에 는 다음과 같은 몇 가지 問題가 있습니다.

即 반감기가 너무 길기 때문에 그 값의 正確性이 아직도 의문視 되는 점이며 또한 Allanite나 Uraninite, Zircon 등과 같이 特有한 鑛物을 試料로 하기 때문에 廣範하게 어떤 곳에서든지 試料를 採取할 수 없다는 難點이 있습니다.

다음은  $\text{C}^{14}$ 에 의한 年代測定法으로서 이것은 最近에 많이 利用되는 方法입니다. 이 方法으로 日本에서는 學習院大學에 계신 木越先生이 年代를 測定하고 계십니다. 大氣上空 約 9km 高度에서는 宇宙線中에 있는 中性子가 空氣中의  $\text{N}^{14}$ 와 核反應을 일으켜서 放射能을 갖인  $\text{C}^{14}$ 가 되는 것입니다. 그런데 이  $\text{C}^{14}$ 는  $\beta$  붕괴를 해서 다시  $\text{N}^{14}$ 로 돌아가는 변이(變移)를 일으키는데 이때의 반감기는 5,500年程度입니다. 이 붕괴에 의한 放射能은 大端히 弱해서(150KeV) 보통의 Geiger Müller Counter 등으로서는 測수가 없고 特殊한 Gas Counter를 써야하며 또한 Background가 이에 몇배나 되리만큼 높은 값을 보이기 때문에 이 測定은 두꺼운 Pb(鉛)으로 엄중히 둘러싼 속에서 測定하지 않으면 안되는 것입니다.

日本에서도 신빙할만한 測定資料를 내는 곳은 단지

木越先生 研究室뿐입니다.

다음은  $\text{K}^{40}-\text{Ca}^{40}$  과  $\text{K}^{40}-\text{Ar}^{40}$  의 경우를 들 수가 있는데  $\text{K}^{40}-\text{Ca}^{40}$  의 경우는 지각속에 Ca 이 대단히 흔하게 分布하고 있으므로 實際에 있어서 이 方法은 現在 使여지지 않고 있습니다. 그 反面 質量分析計의 發達과 더불어  $\text{K}^{40}-\text{Ar}^{40}$  의 方法이 널리 使用되고 있습니다 이에 對한 상세한 說明은 어제의 講演(題目: K-Ar 法과 그의 評價)에서 말씀 드렸습니다.

다음의  $\text{Rb}^{87}-\text{Sr}^{87}$  法입니다. 이 法은 最近 大端히 널리 쓰여지고 있는 것의 하나로서 lithium mica 나 microcline 과 같은 鑛物속에 Rb 과 Sr 이 包含되어 있기 때문에 이 法도 利用範圍가 넓은 것입니다. 特히 그 娘元素인 Sr 이 固體 이기 때문에 熱的 變成作用을 받은 岩石에 對해서도 岩石의 年수를 測定하는데 有效합니다. 그러나 반감기가 대단히 길기 때문에 젊은 岩石에 對해서는 適用하기가 어렵습니다.

그외에 7) 8) 9) 10) 11) 등도 利用됩니다만 이러한 元素들은 特殊한 分布狀態를 보이므로 그러한 元素가 나오는 경우에는 그때마다 測수가 있지만 一般的으로는 使用할 수가 없습니다.

그러므로 以上을 要約하면 1)의 方法, 2)의 方法, 4)의 方法, 5)의 方法이 一般的으로 使用되는 것이며, 6)의 方法은 實際에 있어서 1)의 方法과 같은 것입니다.

어제 말씀드렸던 서울大學에서의 講演에서 K-Ar 法의 一部를 약간 補充하겠습니다. 이 法에서는 K를 包含하는 鑛物을 使用하는 것은 勿論이나 K의 含量에 關해서 고려하면 보통 黑雲母를 使用하면 그 속에 K의 含量이 約 6% 이고 카리 長石에서는 8~9% 를 包含하고 있습니다. 이러한 鑛物들은 K를 多量으로 包含하기 때문에 K-測定에 問題가 없습니다. 그러나 K의 含量이 적은 試料에 對해서도 近年에 이르러서는 原子吸光分析器 등의 發達과 더불어 그 精確한 측정이 可能하게 되었습니다. 그러기 때문에 0.2%의 K를 包含하는 현무암(玄武岩)과 같은 岩石을 試料로 쓸 수도 있게 되었습니다. 이러한 경우에는 岩石에서 어떤 鑛物을 따로 分離하는 것이 아니고 全體 岩石을 그대로 試料로 하는 全岩石試料(Whole rock sample)입니다.

다음은 Ar gas의 量에 對한 問題인데 試料로서 黑雲母를 쓰는 경우 1gr을 썼을 때 그 측정용도가 1억년이 되었다고 하고 또 K의 含量이 6% 라고 하면 그 동안에 생겨진 Ar gas의 量은  $n \times 10^{-4}$  N.T.P.(標準狀態의 溫度와 壓力)가 됩니다. 이 量을 어제 말씀드렸던 同位元素稀折法으로 定量하는 것입니다. 이것을 gr數로 고쳐보면 대체로  $10^{-6}\text{gr}$ 의 order가 됩니다. 이와같이 大端히 微量이 됩니다.

다음은 岩石들이 가지고 있는  $\gamma$ 線의 強度에 對해서 생각하여 보면 一般的으로 酸性岩이 높은 값을 보여주고 있습니다. 그 反面에 安山岩이나 鹽基性火成岩類들은 낮은 값을 보입니다. 보통 이 強度는 cpm 單位로서 表示하는데 이는 scintillation counter 測定에 있어서 1 分間의 count 數를 말합니다.

이와 같이 岩石에 따라 放射能이 다르기 때문에 Carbon 放射能探査·地下探査等に 利用되는 것입니다. 특히 Be을 包含하는 경우에 더욱 有效하게 쓰여집니다.

앞에서 말한  $C^{14}$  法에 있어서 放射性 炭素는 3~4cpm 임에 對하여 Background는 約 70 cpm 이기때문에 이 炭素法이 얼마나 엄중하게 폐쇄된 곳에서 방사능을 측정해야 된다는것을 알수 있습니다. 地下探査에서는 試錐孔內에 檢層器를 내려보내 各部分의 放射能을 測定 하므로써 地下岩石의 鑑別, 對比, 構造 해석등을 實施 하는 것입니다. 이에 關해서는 別途로 오늘 午後에 있을 石油探査에의 同位元素地質學의 應用에서 詳細히 說明하겠습니다.

다음 地下水에 관한 문제에 있어서 잘 짚어지는 元素는  $Br^{79}$ ,  $Br^{81}$ ,  $P^{32}$  等입니다.

예를 들면 日本에서 Abukuma 山地 greentuff地帶에 分布하는 地下水의 移動等에 對해서는  $P^{32}$ 를 地下水에 加入해서 下流地方에서 이러한 元素를 追跡子로 하여 그들 放射能을 測定하여 地下水들의 移動狀態를 調査하여 좋은 성과를 거둔 바가 있습니다. 거기에서는 地下水가 4km 下流까지 가는데 40時間이 걸린 것을 조사한 바있읍니다.

또한 漏水를 검사하는데 있어서는  $Co^{60}$ 을 잘 使用합니다. 日本에서의 예를 들면 Hachinoe 水源池에 附近河川으로부터 탁류(濁流)가 새어들어오는 사실을 밝힌 바가 있습니다. 一般的으로도 댐에서의 누수현상, 저수지의 누수等을 밝히는데 이러한 同位元素를 쓰고 있음은 여러분도 잘 아시리라 생각됩니다.

堆積物 移動에 關한 調査에는  $Co^{60}$ ,  $Zn^{65}$ ,  $Sc^{46}$ ,  $Cr^{51}$  等을 使用하는 것입니다. 이때 만약 砂礫들의 移動을 알려면 자갈에 구멍을 뚫고 그속에  $Co^{60}$ 과 亞鉛의 化合物과의 혼합物을 넣어서 내어 버려두면 오랜후에 그 자갈들이 下流에 移動해간 經路를 추적(追跡)할수가 있습니다. 특히 모래의 크기로 이 方法을 使用하는 경우에는 유리모래의 모양과 같은 것을 만들고  $Zn^{65}O$ 로써 유리모래의 比重을 모래의 比重과 같도록 조절한 후 이것을 퇴적물속에 뿌려서 그 堆積物의 移動方向을 아는 方法도 있습니다.

그 외에도 토양의 밀도를 재는 方法도 있습니다만 시간이 부족해서 이는 省略하겠습니다.

원칙적으로 이같은 研究에 쓰는 同位元素는 흡수에 쉽게 흡수되는 것이 아니라야 되고 또 人體에 害를 주지 않는 것이어야 하며 반감기가 적당해서 放射性을 測定作業期間에 感知할수 있는 것이어야 되겠습니다.

다음은 同位元素比를 測定해서 地質學的인 面을 研究하는 方法입니다.

앞에 표에서 본바와 같이 S의 同位元素比 특히  $S^{32}/S^{34}$ 의 比를 알면 그 S를 包含하는 物質의 起源을 알수가 있습니다. 即 표 2에서와 같이 그것이 유기물기원인가 무기물기원인가, 또는 火成起源인가를 알게 됩니다.

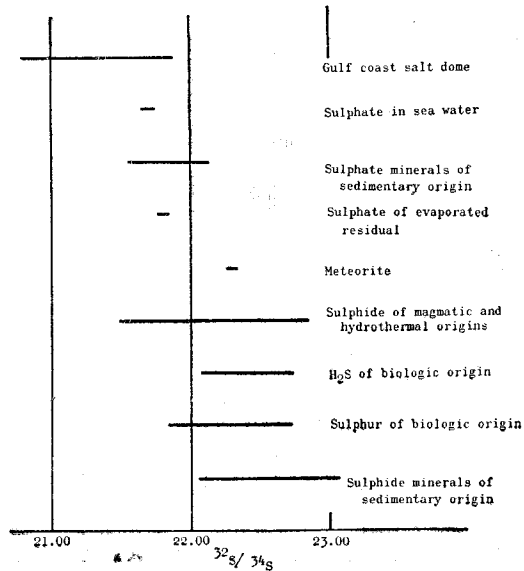


표 2 Sulphur isotope

$C^{13}/C^{12}$ 比의 경우도 S의 경우와 마찬가지로 炭素를 包含하는 物質의 起源을 알수 있습니다.

酸素의 경우는 그 同位元素의 比를 재면 地質溫度測定計(Geothermometer)의 역할로서 利用할수 있습니다.

Mg의 경우는 이 元素가 霞石, 輝石의 主成分원소이므로 이러한 礦物들의 起源에 對해서 研究하는 資料를 주는 것이고, 珪素(Si)는 규산염광물의 主成分元素이기 때문에 규산염류에서 이러한 面을 指示하는 것입니다.

Rb/Sr나 특히  $Sr^{87}/Sr^{86}$ 의 比는 magma의 origin을 論하는데 必要한 data를 제공하는 것으로서 最近 여러 곳에서 이 測定에 많은 힘을 傾注하고 있습니다.

표 2에서 보는 바와 같이  $S^{32}/S^{34}$ 의 比는 대체로 21.0~23.0 범위 附近에 있는데 美國 Gulf 만 연안의 岩鹽丘에서는 20.80~21.85를 보이고, 海水中에 있는 황산염은 21.7程度이고, 堆積岩起源의 황산염광물은

21.5~22.1程度, 증발잔류황산염류는 21.8, 隕石은 22.3, 熱水起源과 magma 起源의 황화물은 21.5~22.8의 범위이고, 生物起源의 유화수소는 22.1~22.75, 生物起源의 유황은 21.8~22.75, 끝으로 堆積起源의 황화광물은 22.05~23.05 範圍內에 들어가는 것입니다.

또 같은 起源의 것이라도 生物起源의 경우와 마찬가지로 그 것이 황화물이나 황(S)이냐에 따라서 그 範圍

가 달라집니다. 即 鑛物의 種類에 따라서 달라지는 것입니다. 이러한 것은 石油探査에 有效한 것입니다.

끝으로 放射能 測定調査의 경우도 說明하여야 되겠습니다만 時間 不足으로 이만 하겠으며 더우기 韓國에 있어서도 Carborn Survey 또는 radio-active well-logging 을 실시하고 있다는 것이므로 이를 생략합니다. 以上으로 저의 講演은 끝을 맺읍니다.