

방사선과 지구

河村正一 (Shijichi Kiwamuna)

神奈川대학 이학부화학과 교수

우리 인간은 1년間に 평균 2.4Sv의 방사선을 입고 있습니다. 방사성 동위원소는 지구 어디서나 존재하여, 그 붕괴 열은 에너지원으로서 플레이트를 움직여, 하나로 이루어진 판게아 대륙을 현존의 대륙으로 바꾸는 등, 환경에 큰 영향을 주고 있습니다. 한편, 운석이나 지구 암석중의 동위원소는 시계의 역할을 하여, 생성, 경과의 연대를 우리에게 가르쳐 줍니다. 이와 같은 여러 동위원소의 작용을 지구의 관점에서 기술하고자 합니다.

우주의 시초

소년시절에 온 하늘의 별을 바라보고는, 하늘의 한없는 크기와 정신이 아찔해지는 긴 시간의 스케일에 압도되어, 약삭같이 해보아야 하무런 소용이 없다고 하여 공부에 싫증을 느낀 기억이 납니다.

지금에는 이런 소극적인 생각과는 반대로 스케일이 큰 우주에 대해 강한 동경과 한없는 낭만을 느끼는 사람이 많고, 특히 젊은이들 사이에 이런 현상이 붐을 이루고 있음은 믿음직스럽기 그지 없습니다.

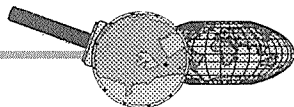
우주는 무한히 크고, 지구라고 하는 혹성이 우리 인간에게 크나큰 존재이지만, 태양에 비해서는 아주 작을 뿐 아니라 그 태양 (반경

은 지구의 109배, 질량은 33만배)도 은하계의 2,000억개 중에서 하나의 평범한 별에 지나지 않습니다. 이 은하계도 우주에 점재하고 있는 몇천개의 은하로 이루어진 은하단과 비교하면 엄청나게 소규모입니다. 일상생활의 스케일에 비하면 터무니없이 동떨어진 우주는 거대하고 신비적이기도 합니다.

현재 우리가 살고 있는 지구가 존재하는 태양계 (태양을 중심으로 하는 지구를 포함한 9개의 큰 혹성과 화성과 목성사이에 있는 약 4,000개의 소혹성 및 위성으로 이루어진)를 구성하는 원소는 83종이라 생각되고 있습니다. 대부분이 수소와 헬륨으로 약 99.9%를 차지하고 있습니다. 지구는 태양계에 존재하는 모든 원소의 약 0.1%를 차지하며, 주된 원소는 산소, 철, 마그네슘, 규소 등입니다.

이러한 원소가 생기기 시작한 것은 지금부터 약 2백억년 전의 빅뱅(big bang) 무렵입니다. 인간은 물론 태양이나 지구조차도 생기지 않던 오랜 오랜 옛날 때 일입니다. 빅뱅이 발생한 불과 20분 후에 현존의 주요한 원소가 생겼다고 합니다.

빅뱅이 일어나기 전의 우주는 매우 고온, 고압이었고, 원자나 분자는 뿔뿔히 흩어져 있었으며, 양자, 중성자, 전자, 중성미자가 평형 상태로 존재하고 있었습니다. 그런데 우주가 팽창하여 온도가 내려가기 시작하자, 이 평형



상태는 깨어지고 중성자는 β -붕괴해, 양자는 중성자를 포획하여 중양자가 되어, 중성자의 β -붕괴와 중성자 포획반응이 반복하여 수소나 가벼운 원소가 생겨났습니다.

생겨난 수소나 가벼운 원소는 우주에 확산되고, 다시 모여들어 별을 형성했습니다. 별은 어느 정도 크게 되자 스스로의 중력에 의해 차츰 수축하기 시작하고, 온도는 점점 상승하여 별의 중심부가 수백만도를 초과하자

자 포획반응을 일으켜, 생성된 β -방출체는 β -붕괴되어 원자번호가 큰 원소가 됩니다. 이러한 중성자 포획반응과 β -붕괴가 되풀이되어 점차 원자번호가 큰 원소가 생성되었습니다. 이 반응은 비교적 느리기 때문에 s-과정(Slow-process)라 불리워지며 원자번호 83번의 비스무트(Bi)정도까지의 원소가 생겨났습니다.

Bi이상의 원소는 超新星(어두운 별 또는 육안으로 보이지 아니한 별이 급격히 밝아져 태양의 수천만배에서 수억배의 광도가 된 별)의 폭발시에 발생한 강렬한 중성자의 조사에 의해 일어난 빠른 핵반응의 r-과정(napid process)으로 생겨났다고 합니다.

이와 같이 우주에 존재하는 원소의 대부분은 핵융합반응, s-과정, r-과정에 의해 생겨났습니다.

이 밖에 양자를 직접 포획하는 p-과정(p-n process)에 의해 생성된 주석-112도 있고, 별 사이의 가스가 우주선의 조사를 받아 생성하는 중수소, 리튬, 헬륨나 초기 태양의 대기에 포함된 원소도 있습니다.

인류가 출현한 것은 빅뱅보다 훨씬 후로, 지금부터 약 400만년~600만년전이라 추정됩니다. 지구의 연령 46억년을 하루로 치면 인류의 발생은 약 1분이라는 짧은 시간입니다.

빅뱅은 200억년이라는 멀고 먼 태고의 사건이므로 지켜본 사람은 누구하나 없었습니다. 그 존재는 이론적 추정과 관측에 의한 확인 밖에 다른 방법이 없습니다.

빅뱅은 가모프(G. Gamow : 1904~1968)가 1948년에 제창하여 그 증거로서 우주배경방사(우주에 고루 존재하는 절대온도 2.7K의 방사, 마이크로 파동)의 존재를 예언하였습니다. 그 후 1965년이 되어 펜지아스(Apenzizs)와 윌슨(R. Wilson)이 우주의 여러 방향에서 지구에 등방향으로 입사하는 마이크로 파동의 관측에 성공하여 빅뱅이 실재한 것으로 인정되었습니다.

Table 1 太陽系의 주요한 별

	太陽에서의 平均距離 (地球=1)※1	半徑 (地球=1)※2	平均密度 g/cm ³
太陽		109	1.4
月	1.000	0.273	3.33
地球型惑星			
水星	0.387	0.38	5.5
金星	0.723	0.95	5.27
地球	1.000	1.00	5.52
火星	1.524	0.53	3.95
(冥王星)	40	0.23	0.7
木星型惑星			
木星	4.20	11.2	1.32
土星	9.52	9.5	0.69
天王星	19.16	3.7	1.7
海王星	30.0	3.9	1.6

※1. 1天文單位(AU)=1.496×10⁸km(地球와 太陽의 平均密度)

※2. 地球의 半徑=6.371km

핵융합 반응이 일어나, 2개의 수소원자가 합체되어 1개의 헬륨 원자를 만들어 에너지를 방출하여 차츰 무거운 원소가 생겨납니다.

그리고 원자핵의 핵자 1개당 결합 에너지가 가장 큰(가장 안정된 원자핵을 가진)철의 원자가 생겨날 때까지 핵융합 반응이 진행됩니다.

핵융합 반응에 의해 생성된 중성자는 중성

빅뱅의 150억년 후에야 비로소 태양, 지구 등이 생겨나 50억년 정도 경과하고 있습니다.

우리 인류가 존재하여 활동할 수 있는 것도 빅뱅 핵융합반응, 방사선이나 방사선동위원소 (이하 동위원소)의 덕택이라 할 수 있습니다.

지구의 규모

가. 지열의 발생원과 방사능

지구는 태양계에 속하며 반경 약 6,000km의 혹성입니다. 달도 태양계의 혹성이며 반경 약 2,000km입니다. 지구에 마구 떨어지는 운석의 모체는 500km이하라 추정되고 있습니다. 지구 이외의 이러한 천체는 작기 때문에 열이 도망가므로 저장해 놓을 수가 없습니다. 천체의 대소가 내부에 발생한 열의 저장능력의 차이를 나타내어, 그 후의 천체의 진화, 발전에 크나큰 차이를 일으키고 있습니다.

암석의 열전도율은 아주 낮아, 지구는 크기 때문에 내부에 발생한 열은 외부에 도망가지 않고 저장되어 다른 모습으로 火成, 화산활동 造陸·造山 운동의 에너지원이 되고 있습니다.

지구내부의 열원은 지구생성시의 혹성의 충돌 에너지 (2.5×10^{31} J정도), 철이 지구중심에 모여 내핵을 만들 때 방출하는 열에너지 (10^{31} J정도) 및 존재하는 천연 동위원소의 붕괴에너지 (45억년의 積算으로 10^{31} J정도)라고 합니다. 분명하지 않는데도 있지만, 열원의 상당부분이 천연의 동위원소인 우라늄계열, 악티늄계열, 트륨계열, 칼륨-40에서 공급되어집니다. 동위원소의 붕괴열이 에너지원이 되어 플레이트나 대륙을 움직이거나, 지진이나, 화산을 일으키고 있다고 할 수 있겠습니다.

나. 지구의 화학조성과 연령

지구전체의 화학조성은 현재로서는 아직 뚜렷하지 않는 데가 있습니다. 지구는 46억년 전의 생성시에 비해 지금은 진화하고 있기 때문에, 가까운 陸圈의 試料 측정치만을 조사한다고 지구전체의 화학조성을 알 수는 없습니다. 보링에 의해 깊은 곳의 조성을 확인하려고 노력하지만, 현재 가장 깊은 곳이라야 구소련의 코라 반도에서 실시되고 있는 13km입니다.

Table 2 地球의 各部分

	깊이 (km)	平均密度 (g/cm ³)	質量比 (%)
氣圈	-	-	0.00009
水圈	4	1.03	0.021
地殼	30	2.8	0.4
맨틀	2,870	4.5	67.2
核	3,470	11.0	32.4
地球全體	6,370	5.52	100

화산암와 더불어 지표에 나오는 맨틀의 파편 (맨틀·제노리스)는 불과 100~200km 깊이에서 나오기 때문에 이 측정치만으로는 맨틀의 평균조성을 파악하기가 불가능합니다. 그러므로 지구상의 試料로서는 지구전체의 평균조성은 알 수 없습니다.

따라서 지구와 같은 조성의 태양계 성좌에서 생겨난 운석 (말하자면 지구의 원료)의 조성을 조사하여 지구의 평균조성을 결정합니다. 운석의 母元體는 작기 때문에 열이 밖으로 발산되고 또한 진화도 일어나지 않는 죽은 천체이기 때문입니다. 운석의 동위체 조성은 지구물질이나 달의 동위체 조성과 거의 같습니다. 운석은 지구에 관한 여러가지를 조사하는 귀중한 시료입니다.

지구의 연령은 여러 방법으로 추정되어 왔습니다. 그린랜드 동부의 Isua 변성암의 연령

은 38억년입니다. Isua의 변성암의 原岩은 퇴적암입니다. 따라서 퇴적암은 38억년보다 오래 것이고, 그 원암은 38억년보다 보다 오래 것임이 틀림없습니다. 그리고 지구의 연령은 그 보다 더 오래 것임이 틀림없습니다. 정확하게는, 운석의 방사능을 측정하여 지구의 연령을 측정하고 있습니다.

다. 지구의 층구조

지구는 양과와 같은 층상구조를 하고 있습니다. 층상구조는 지진파에 의해 알 수 있습니다. 중심부에 코어(중심에서 0~3.470km)가 있고, 그것을 둘러싼 맨틀(3.470~6.350 km)이 있으며, 또한 최상층에 두께 약 30km의 지각이 있습니다. 코어의 밀도는 10g/cm³이상이며, 철 외에 10~20% 정도의 산소, 유황, 규소 등을 포함하고 있는 것으로 추정되고 있습니다. 코어는 내핵과 외핵으로 나누어져 있으며, 내핵은 고체, 외핵은 액체입니다. 지구자장은 외핵(액체)의 유동운동(다이나모

가 4% 정도입니다.

지각은 지구체적의 불과 0.1%, 조성은 현무암 3과 화강암 1 비율의 혼합물로 이루어져 있다는 추정이 있습니다.

탄생한 지 얼마 안된 지구표층은 새빨간 마그마로 덮혀, 중심에서 표층까지 거의 均質의 조성을 가지고 있는(균질 집적설) 것으로 알려져 있습니다. 그러나 이내 코어와 始原맨틀로 분화되어 지각의 분리형성이 이루어져서 현재의 모습으로 되어 있습니다.(Fig 1)

중양 海嶺에서 솟아오른 맨틀물질은 해저에서 냉각되어 해양底 지각을 형성하여, 후속의 마그마에 밀리어 좌우로 확산되어 플레이트 트로서 퇴적물을 얻은채 최종적으로 대륙 주변에 있는 海溝로 스며들어 다시 맨틀로 되돌아 갑니다.

이 플레이트를 움직이는 원동력은 플레이트 자신의 중력으로 해구에 가라앉을 때 끌어들이는 힘인 것으로 되어 있습니다. 연대측정에 의하면 해양바닥은 중양해령에서의 거리에 비례하여 낮게 되어 있다는 사실에서 플레이트 이동이 틀림없는 것으로 인정되고 있습니다. 큰 대륙을 이동시키거나 지진을 일으키는 플레이트 이동의 원동력도 동위원소의 붕괴열입니다.

방사능이라 하면, 廣島, 長崎의 원폭, 체르노빌의 원자력발전소의 사고 등의 좋지 않는 인상이 있습니다. 그러나 천연의 방사능은 막을 수 없는 자연현상의 하나입니다. 우리 주변에 항상 존재하고 집 안, 입에 넣는 음식, 호흡하는 대기 우리 신체에도 자연히 있습니다. 이 천연 방사능의 대부분은 약 48억년전에 지구가 생겨났을 때에 생성하였으며, 현존의 것은 그 흔적입니다. 방사능이 없으면 별은 빛나지 않고 지구나 우리도 존재하지 않았을 것입니다.

일반적으로 높은 에너지 상태에 있으면, 안정된 기저상태로 옮겨려고 합니다. 지구상의

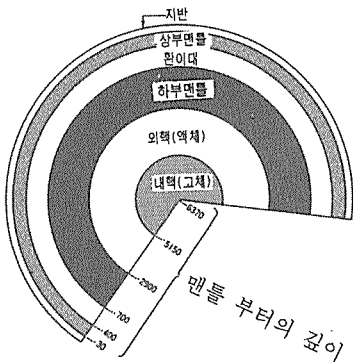
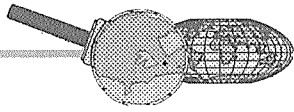


Fig. 1 地球内部의 構造

작용)에 의해 발생한다는 것이 대략의 견해입니다. 유동운동의 에너지원은 내핵, 외핵이 분리되었을 때 개방된 에너지입니다.

맨틀은 지구체적의 거의 83%를 차지하며, 밀도는 4~6g/cm³입니다. 대략의 추정조성은 SiO₂가 45%, MgO가 37%, FeO가 8%, Al₂O₃



천연 동위원소도 원자핵은 불안정하기 때문에 보다 안정된 상태로 옮겨려고 합니다 (이 현상을 괴변 또는 붕괴라고 한다). 이럴 때 ①붕괴속도는 온도나 압력이 변하여도 일정하게 변하지 않으며 ②에너지의 차이에 상당하는열 (붕괴열)을 발산합니다. ①의 동위원소 특성은 운석이나 암석 등 천체·지질학적 시료의 연대측정에 응용되며, ②의 붕괴열은 자연현상으로서 火成·화산활동이나 造陸·造山운동의 에너지원이 됩니다. 따라서 대지진의 재해 등의 遠因은 지구의 자연방사능과 관련이 있다고도 할 수 있겠습니다.

참 고 문 헌

1. 藤高和信 「大地의放射線の背景」 保健物理21 295 (1886)
2. 小嶋 稔 「地球史入門」 岩波書店 (1987)
3. 綿技邦彦 「地球와 그 限界」 兪社 (1995)
4. 北野 康 「地球環境의 化學, 裳華房」 (1984)
5. 松賀禎士 「地球化學, 講談社」 (1989)
6. 多賀光彦, 那須淑子 「地球의 化學과 環境」 三共出版 (1994)
7. 當永健, 佐野傳敏 「放射化學概論, 東大出版會」 (1990)
8. 古川路明 「放射化學, 朝倉書店」 (1994)

지구는 우라늄과 등 방사성물질을 포함하며, 투과력이 강한 우주선도 우리에게 내리 쬐고 있다.

우주는 200억년전, 지구는 46억년전, 생물은 30억년전에 생성하고, 인류는 약 400만년전에 출현했다고 한다. 지구생성시에는 ^{26}Al (반감기 7.2×10^5 년), ^{129}I (1.6×10^7), ^{244}Pu (8.1×10^7 년)도 존재하고 있었다. 그러나 46억년이 지난 현재에는 이런것은 인정되고 있지 않다. 현재 검출할 수 있는 방사성 핵종을 아래에 적는다.

천연의 방사성 핵종에는 ①붕괴계열을 만드는 것, ②붕괴계열을 만들지 않고 단독으로 존재하는 것, ③우주선이나 천연 방사선에 의한 핵반응으로 끊임없이 만들어지는 것이 있다.

붕괴계열을 만드는 천연의 방사성 핵종

원자번호 82의 납 Pb 이상의 원소는 모두 천연의 방사성 핵종을 가지며, 특히 원자번호 84의 폴로늄 Po 이상은 안정핵종이 없고 모두가 방사성 핵종입니다. 일반적으로 이들은 원자번호가 크며 우라늄계열, 트롬계열, 악티늄계열로 분류됩니다.(Fig 1)

가. 우라늄계열 [(4n+2) 계열]

1) 우라늄계열은 우라늄의 동위체 ^{238}U 에서 시작하여, ^{234}Th (이오늄 Io), 라듐 ^{226}Ra , 라돈 ^{222}Rn , 납 ^{210}Pb (라듐 D, Ra D), 폴로늄 Po(라듐 F, RaF) 등을 거쳐, 최종에는 ^{206}Pb (안정핵종)입니다.

별명으로 (4n+2)계열이라 부르는 것은 이 붕괴계열의 각 핵종의 질량수를 4로 나누면 2가 남기 때문입니다.

2) ^{238}U (첫번째 방사성 핵종)에서 ^{206}Pb (마지막 안정핵종)까지의 주요한 붕괴는 α 붕괴 8회와 β 붕괴 6회입니다.

3) ^{238}U 의 반감기는 $4,468 \times 10^9$ 년으로 지구의 연령 46억년과 거의 같습니다. ^{238}U 는 α 붕괴하지만, 자발핵분열도 일으켜 그 반감기는 6.5×10^{15} 년입니다. $3.7 \times 10^{10}\text{Bg}$ (1퀴리)의 ^{238}U 의 질량은 약 3톤입니다. 방사성 핵종으로서는 월등히 무겁습니다.

4) ^{234}U 의 반감기는 2.45×10^5 년, 陸水나 해수를 제외한 자연계에 ^{238}U 와 방사평형의

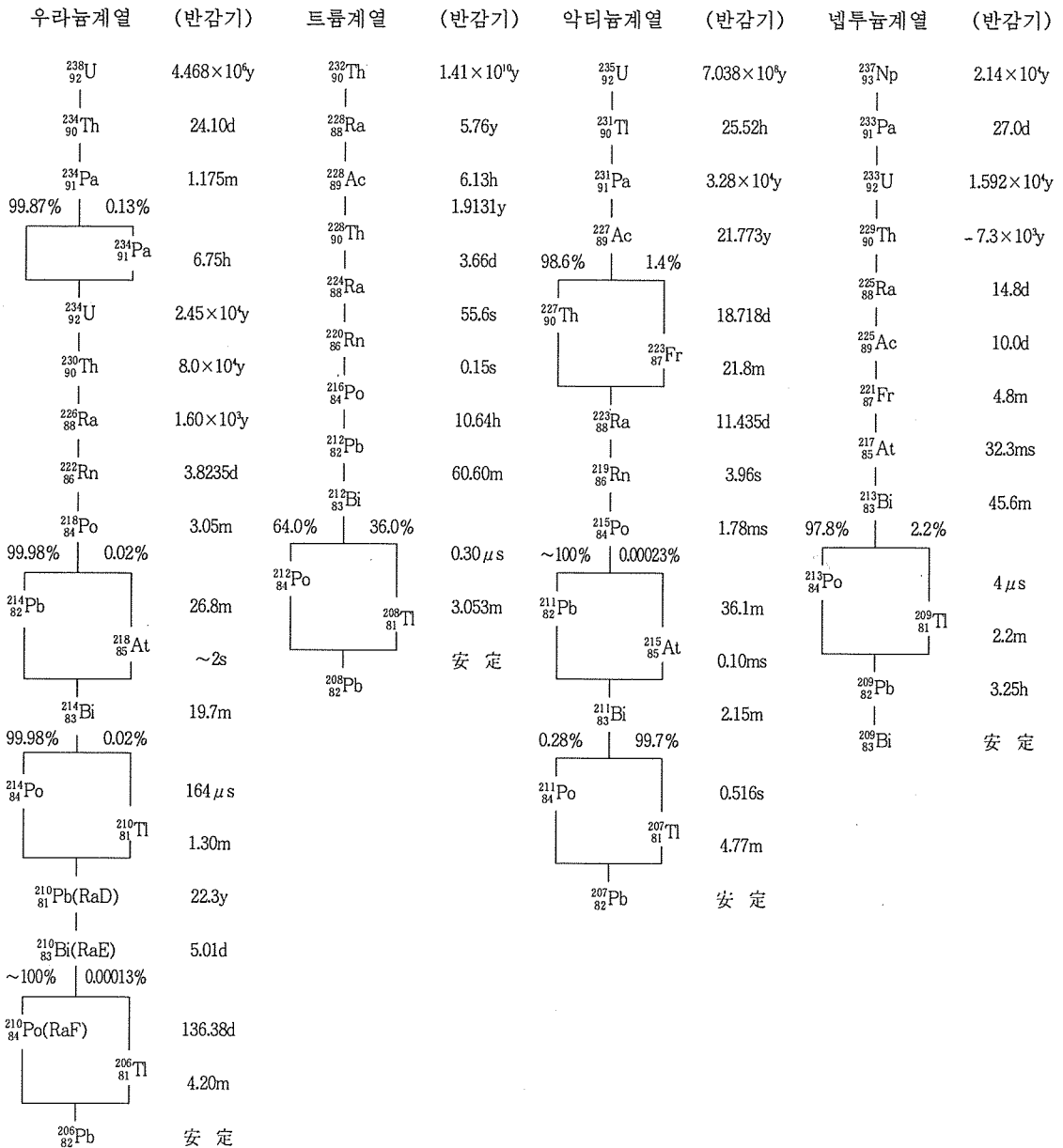
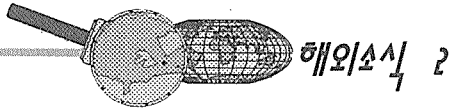
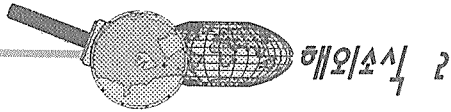


Fig.1 放射性崩壊系列

상태로 존재하고 있습니다.

5) ^{226}Ra 의 반감기는 1.60×10^3 년, 우라늄 광물에는 $3.4 \times 10^5\%$ 정도 포함됩니다. 낮은 방사능 단위인 1쿠리는 ^{226}Ra 1g의 방사능에서 유래됩니다.

6) ^{222}Rn 는 ^{226}Ra (1.6×10^3 년)의 딸 핵종입니다. 반감기는 3.8일, 희가스(貴가스 또는 불활성가스라고도 함)에 속하며 화학적 성질은 불활성입니다. 물에 간신히 용해되나 유기용매에는 쉽사리 용해됩니다. 지하수나 온천수



에는 ^{226}Ra 와 영속평형량보다 다량으로 ^{226}Rn 이 존재합니다. 이 ^{222}Rn 와 ^{226}Ra 의 존재량의 관계를 이용하여 연대측정이나 자연계에서의 방사성 핵종의 이동 연구를 실시합니다.

7) 우라늄계열로 반감기가 가장 긴 것은 ^{238}U (4.468×10^9 년)입니다. 그 다음으로 긴 것은 ^{234}U (2.45×10^5 년)입니다. 따라서 계산상 생성하고 나서 10^6 년쯤 경과하면 우라늄계열의 전핵종은 영속평형이 됩니다.

8) 현재의 ^{238}U 의 동위체 존재도(비)는 99.275%, ^{235}U 는 0.720%입니다. 그러나 46억년전에 지구가 생겼을 무렵의 동위체 존재도(비)는 ^{238}U 가 약 75%, ^{235}U 는 약 25%였습니다.

나. 트륨계열 [(4n) 계열]

트륨계열은 트륨 ^{232}Th 에서 시작하여 ^{228}Th , 라듐 ^{224}Ra , 라돈 ^{220}Rn (트론 Tn)을 거쳐 최종에는 납 ^{208}Pb (안정핵종)입니다.

합계 6회의 α -붕괴와 4회의 β^- -붕괴를 일으킵니다. 4n계열이라 함은 붕괴계열의 각핵종의 질량수가 4로 나누어지기 때문입니다. 트륨계열로 가장 반감기가 긴것은 ^{232}Th (1.4×10^{10} 년)입니다. 다음으로 긴 것은 ^{228}Ra (5.76년)이므로 트륨계열의 전핵종은 생성후 약 70년에서 방사평형이 됩니다.

다. 악티늄계열 [(4n+3) 계열]

우라늄 ^{235}U 에서 시작하여 프로토악티늄 ^{231}Pa , 악티늄 ^{227}Ac , 라듐 ^{223}Ra , 라돈 ^{219}Rn 을 거쳐, 최종에는 납 ^{207}Pb (안정핵종)입니다. 이 붕괴계열은 7회의 α -붕괴와 4회의 β^- -붕괴를 일으킵니다. (4n+3)이라고도 부른다. 붕괴계열의 각 핵종의 질량수를 4로 나누면 3이 남기때문입니다.

라. 넵투늄계열 [(4n+1) 계열]

넵투늄 ^{237}Np 에서 시작하여 비스마스 ^{209}Bi

(안정핵종)에서 끝납니다. 이 붕괴계열은 7회의 α -붕괴와 4회의 β^- -붕괴를 일으킵니다.(4n+1)계열이라 부르는 것은, 각 핵종의 질량수를 4로 나누면 1이 남기 때문입니다. 이 붕괴계열은 46억년전의 지구 생성시에는 존재하고 있었다. 그러나 반감기가 짧기(^{237}Np 로 2.14×10^6 년)때문에 현재는 존재하지 않습니다.

넵투늄계열이 우라늄계열, 트륨계열, 악티늄계열과 다른 것은 ①希가스 원소의 동위체를 포함하지 않으며, ②최종붕괴 생성물이 납이 아닌 비스마스가 된다는 두가지 점입니다.

단독으로 존재하는 천연의 방사성 핵종

가. 종류

1) 칼륨 ^{40}K , 루비듐 ^{87}Rb , 인듐 ^{115}In , 란타넘 ^{138}La , 네오뎀 ^{144}Nd , 사마륨 ^{147}Sm , 루테튬 ^{176}Lu , 텅스텐 ^{180}W , 레늄 ^{187}Re , 백금 ^{190}Pt , 비스마스 ^{209}Bi 등이 있습니다.

이러한 반감기는 $10^9 \sim 10^{15}$ 년으로 매우 긴 것이 특징입니다.

나. ^{40}K Ca → 칼슘

1) 위의 것들 중에 ^{40}K 가 가장 우리와 관계가 깊다. 그 반감기는 1.28×10^9 년, 보통의 칼륨에 0.0117% 포함됩니다.

2) ^{40}K 는 붕괴에 의해 칼슘 ^{40}Ca , 아르곤 ^{40}Ar 이 발생합니다. β^- -붕괴(89%)에는 Ca를, 전자포획(11%)에는 ^{40}Ar 을 발생시킵니다. 이때의 ^{40}K 의 존재량과 ^{40}Ar 의 존재량에서 암석 등의 지질시료연대를 추정합니다(칼륨-아르곤法).

이 방법에 의해 1만년전에서 46억년 정도의 연대를 추정할 수 있습니다.

3) 전신 카운터 측정으로 누구에게도 ^{40}K 가 검출되어 전신의 분포를 알 수 있습니다. 성인남성의 칼륨양은 일본인이 130정도이

며, 연령에 의해 다릅니다.

4) 사람들은 자기 체내의 ^{40}K 에 의해 연간 약 0.17밀리 시베르트의 방사능을 피폭합니다.

5) 화성암의 칼륨 함유량은 규산(SiO_2) 함유량에 따라 변화합니다. 규산 함유량이 많은 산성암(화강암, 流紋岩 등)의 K_2O 는 5% 정도입니다. 규산 함유량이 적은 塩基性岩(현무암 등)의 K_2O 는 2~3% 정도로 감소합니다. 지구 深部の 암석이라 하는 超塩基性岩의 K_2O 는 0.6 정도입니다.

천연의 유도방사성 핵종

가. 우주선

지구에서 끊임없이 내리쬐는 고에너지의 방사선(10^{20}eV 에서 10eV 정도)은 1차 우주선이라 하며, 그 대부분은 양자, α 입자에서 이루어지며, 대기의 상층부에서 산소, 질소, 아르곤의 원자핵과 충돌하여 원자핵을 파괴하며, 각종 에너지의 뮤온, 전자, 광자, N성분(양자, 중성자, π 중간자), 중성미자 등을 만듭니다.

이와 같이 고에너지가 작용하여 원자핵을 파괴하는 핵반응을 파쇄반응(spallation reaction)이라 부르며, 타겟의 질량수에 가까운 핵종에서 가벼운 것에 이르기까지의 각종 방사성 핵종을 만듭니다.

나. 천연의 핵반응으로 만들어지는 방사성 핵종

이러한 핵종은 우주선 조사나 지각의 방사성 핵종에서의 방사선에 의한 핵반응에 의해 만들어집니다.

1) 우주선이 대기중의 산소, 질소, 아르곤에 작용하는 파쇄반응에 의해 생성하는 방사성 핵종은 ^3H , ^7Be , ^{22}Na , ^{10}Be , ^{32}Si , ^{39}P , ^{35}S 등

입니다.

2) 지각에 존재하는 베릴륨 Be나 붕소 B에 대해, 지각에 존재하는 α 방출체에서의 α 선이 Be에 작용하여 핵반응으로서 $^9\text{Be}(\alpha, n)^{12}\text{C}$ 를 일으켜 중성자(n)를 방출합니다.

한편, ^{238}U 나 ^{232}Th 는 α 선을 방출합니다. 그러나 자발핵분열을 일으켜 중성자를 방출하고 방출된 중성자는 핵반응에 사용되어 다음과 같은 방사성 핵종을 만듭니다.

- ① $^{14}\text{N}(n, t)^{12}\text{C}$, $^{14}\text{N}(n, p)^{14}\text{C}$ 및 $^{35}\text{Cl}(n, \gamma)^{36}\text{Cl}$ 의 핵반응에 의해 만들어지는 ^{12}C , ^{14}C 및 ^{36}Cl
- ② $^{238}\text{U}(n, 2n)^{237}\text{U}$ 의 핵반응에 의해 만들어지는 ^{237}U 가 β -붕괴하여 만들어지는 ^{237}Np .
- ③ $^{238}\text{U}(n, \gamma)^{239}\text{U}$ 의 핵반응에 의해 생성하는 ^{239}U 가 β -붕괴하여 생기는 ^{239}Pu .

다. 인간활동으로 생성하는 천연방사선 핵종

이 천연방사선 핵종이 방출하는 방사선의 양은 원자력 평화이용에 의해 방출하는 환경방사선의 양과, 인체나 환경에 대한 영향의 관점에서 비교검토할 수 있는 유익한 지표가 됩니다. 그 방출원은 다음과 같습니다.

1) 석탄, 천연가스, 액화석유가스(LPG) 등 화석연료의 연소에 의한 ^{222}Rn 등.

2) 포장도로나 건물의 벽이나 콘크리트에 포함된 천연의 방사선 핵종. 환기가 나쁜 건물내에는 라돈이 쌓입니다.

3) 인산비료에 포함되는 우라늄계열, 비료로 사용하면 토양, 농작물, 물에 옮겨집니다.

4) 항공기 이용에 의해 피폭되는 천연방사선, 이 방사선은 고도 1,500m 마다 약 2배의 비율로 높아집니다. 통상의 비행고도는 2만m 정도이므로 지상보다 상당히 높은 방사선을 피폭합니다.

방 사성의 핵종이 붕괴하는 속도는 처음의 양이 꼭 반이 될 때까지의 시간인 반감기로 특징지어지며 방사성 핵종은 모두 고유의 반감기를 지니고 있습니다. 반감기는 원칙적으로 온도, 압력, 이온價, 化學型 등이 변하여도 변화하지 않으며, 따라서 천연의 방사성 핵종은 天然의 시계로서 Guarts시계보다 더 정확히 시간을 새기고 있습니다. 천연의 방사성 핵종은 암석, 광물, 고고학적 試料 등의 연대측정에 이용되며, 연대측정에 의해 각종의 중요한 지구과학적 현상의 해명이 이루어지고 있습니다. 이와 같이 연대측정과 천연의 방사성 핵종과는 불가분의 밀접한 관계가 있습니다.

연대측정

방사성핵종을 사용하여 측정되는 연대는 시간의 단위로 얻어지기 때문에 절대연대측정이라 부릅니다. 이것에 대해 지층의 層序관계, 화석 등에서 발생한 일의 전후관계를 결정하는 연대측정은 상대연대측정이라 부릅니다. 태양계의 흑성은 지구를 포함하여 약 46억년 전에 생겨났습니다. 또한 지구상에는 42억년전이나 38억년 전에 생긴 오랜 암석이 있습니다. 이와 같이 오랜 연대를 알 수 있는 것은 암석에 미량으로 포함되어 있는 천연의 방사성핵종 덕분입니다.

지구상에 있는 원소의 대부분은 안정되어 있으므로 그 존재량은 변하지 않습니다. 그러나 일부의 방사성핵종은 불안정하므로 각각 고유의 속도로 붕괴(또는 ~~과변~~)하여 처음과 다른 별개의 핵종으로 변합니다.

방사성핵종의 붕괴는 발열반응으로 지구내부의 熱源이 되는 한편, 방사성핵종의 반감기마다, 또는 단위시간마다 붕괴수가 주위의 온도나 압력과 같은 외계의 조건과는 관계가

없고 일정하기 때문에, 다음에 나오는 2. 연대측정법의 원리에 의해 암석 등이 생겼을 때의 연대를 측정할 수 있습니다.

연대측정에 사용되는 우라늄 ^{238}U , 토륨 ^{232}Th , 사마륨 ^{147}Sm , 루비듐 ^{87}Rb , 칼륨 ^{40}K 등의 방사성핵종은 10억년 이상의 기나긴 반감기 덕분에 오랜 암석이나 지구의 원료인 운석의 연대추정에 이용되며 지구의 연령추정의 단서를 제공해줍니다.

한편 탄소의 동위체인 ^{14}C 의 반감기는 5730년이라는 짧은 기간이기 때문에 수만년까지의 짧은 연대의 추정에 이용됩니다.

방사성핵종을 사용하는 연대측정법에는 칼륨·아르곤法(K-Ar法)과 같은 모핵종의 양과 붕괴한 자핵종의 양을 측정하여 얻는 방법, 납·납法과 같은 반감기가 다른 ^{238}U , ^{232}Th , ^{235}U 등의 모핵종에서 얻어진 자핵종(납)의 양을 비교하여 얻는 방법, 피선·트랙法과 같은 우라늄 함유량과 ^{238}U 의 자발핵분열에 의한 飛跡의 수를 헤아리는 방법이 있습니다.

연대측정법의 원리

$t=0$ 일 때의 방사성핵종의 원자수를 N_0 , 붕괴정수를 λ 로 하면 t 시간 후의 방사성핵종의 원자수 N 은 $N_0 \exp(-\lambda t)$ 가 됩니다.(반감기 $T = 0.693/\lambda$).

이런 때 생성하는 자핵종을 안정핵종으로 하면 t 시간 후의 자핵종의 원자수 D^* 는 다음 식에서 얻어집니다.

$$D^* = N_0 - N = N_0 \{1 - \exp(-\lambda t)\} = N \{ \exp(\lambda t) - 1 \} \quad (2.1)$$

처음에 원자수 D_0 의 자핵종이 존재했다고 한다면 t 시간후에 생성한 자핵종 D^* 가 추가되므로 자핵종의 전원자수 D 는 다음 식과 같이 됩니다.

$$D = D_0 + D^*$$

$$=D_0 + N\{\exp(\lambda t) - 1\} \quad (2.2)$$

$t=t$ 일 때의 방사성핵종의 원자수 N 을 $N=P$ 라고 해둡니다. 여기서 자핵종과 같은 원자번호의 방사성 붕괴에서 유래되지 아니한 동위체의 수를 D_0 로 하여 식(2.2)의 양변을 D_0 로 나누면 식(2.3)이 얻어집니다.

$$D/D_0 = (D/D_0)_0 + (P/D_0)\{\exp(\lambda t) - 1\} \quad (2.3)$$

식(2.3)은 자핵종의 동위체비를 나타내며, $(D/D_0)_0$ 는 처음의 동위체비입니다. 식(2.2)의 D , P 와 같은 절대양에서 연대 t 를 구하는 것보다 동위체비 쪽이 훨씬 측정정도가 높기 때문에 식(2.3)을 연대측정에 사용합니다.

식(2.3)의 (D/D_0) 및 (P/D_0) 는 모두 현시점의 측정치입니다. 한편 $(D/D_0)_0$ 및 t 는 미지수이므로 동일조건에서 동시에 일어난 事象群의 $(D/D_0)_0$ 와 (P/D_0) 를 측정하면 미지의 (D/D_0) 및 t 를 구하는 것이 가능합니다. 이 동위체비의 측정에는 주로 질량분석계를 사용합니다.

$(D/D_0)_0$ 는 初生値(또는 初生比)라 하며, 試料의 마그마 등이 고체화되어 암석·광물을 생성하여 모핵종, 자핵종의 출입이 없어지고 폐쇄계에 접어들었을 때의 값입니다.

이 법은 약 백만년을 넘은 시료에 적용됩니다.

연대측정법으로는 연대 t 와 初生値 즉 t 년 전의 시료의 동위체비 $(D/D_0)_0$ 는 미지이므로 신뢰성을 체크하기 위해 3개 이상의 P/D_0 가 다른 시료를 사용하여 t 를 구합니다. 이 방법을 아이소크론(等時線 또는 等年代線)법이라 합니다(Fig 1).

식(2.3)에 나타난 바와 같이, 동연대의 시료로서 동일한 $(D/D_0)_0$ 를 가지며 P/D_0 가 다른 시료의 값은 (D/D_0) [Y축]- (P/D_0) [X축] 도상에서 직선의 아이소크론 위에 늘어섭니다(Fig 1). 그 경사는 $\{\exp(\lambda t) - 1\}$ 로 여기서 연대 t 를 구합니다. $(D/D_0)_0$ 는 D/D_0 축 [Y축]

과 아이소크론의 교차점($X=0$ 에 있어서의 Y 의 값)에서 구합니다.

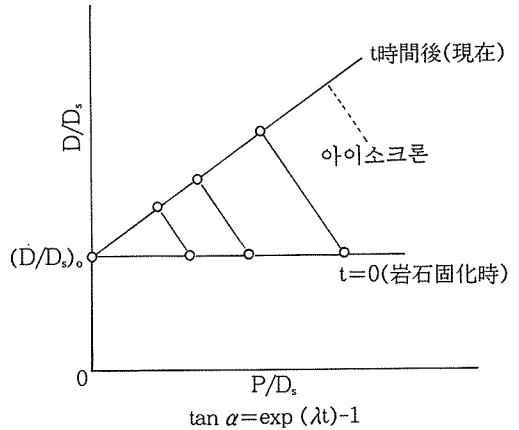


Fig.1 아이소크론의 說明圖

연대측정법의 예

3.1 루비듐 Rb-스트론튬 Sr법 Rb는 안정핵종의 ^{87}Rb (동위체 존재도 72.17%)과 방사성의 ^{86}Rb (27.83%, 반감기 4.8×10^{10} 년)으로 이루어지며, ^{87}Rb 는 β^- 붕괴하여 ^{87}Sr 가 됩니다. 실제의 연대측정에는 ^{87}Rb 나 ^{87}Sr 도 안정핵종인 ^{86}Sr 에 대한 비율로서 구합니다(식 3.1).

Rb-Sr법을 사용하는 연대측정의 기본식은 다음과 같습니다.

$$\begin{aligned} {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} &= ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0 + \\ &({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}) \{\exp(\lambda t) - 1\} \end{aligned}$$

3.2 카륨(K)아르곤(A)법

카륨은 ^{39}K (동위체 존재도 93.26%), ^{40}K (6.73%)과 방사성의 ^{40}K (0.0117%, 반감기 1.28×10^{10} 년)로 이루어져 있습니다.

^{40}K 는 β^- 붕괴(89%)에서 ^{40}Ca 로, 또한 전자포획(EC, 11%)에서 ^{40}Ar 가 됩니다. ^{40}Ca 를 사용하여도 연대측정이 가능합니다. 그러나 Ca

는 지구상에 매우 많기 때문에 구별하여 측정할 수가 없습니다.

한편 Ar는 기체이기 때문에 암석 중에서 모여들기 쉬우므로 ^{40}Ar 는 측정하기가 쉽습니다. 암석이나 광물 중의 ^{40}Ar 는 측정하기가 쉽습니다. 암석이나 광물 중의 ^{40}Ar 및 ^{40}K 의 값에서 암석생성 후 기체의 Ar이 암석 밖으로 도망가지 않는 때부터의 연대는 추정 가능합니다. 이 방법은 K의 定量과 질량분석기에 의한 ^{40}Ar 의 정량입니다. 이 법의 특징은 $(D/D)_0 = 295.5$ 로서 1개의 시료일 경우에도 연대측정이 가능하다는 점입니다. K-Ar법의 기본방정식을 식(3.2)에 나타내면 다음과 같습니다.

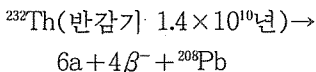
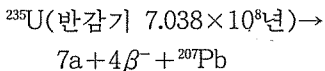
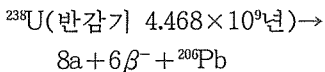
$$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 + \lambda e/\lambda$$

$$(^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}) \{ \exp(\lambda t) - 1 \} \quad (3.2)$$

여기서 λe 는 ^{40}K 의 전자포획의 붕괴정수이며, λ 는 전붕괴정수입니다. λ_B 를 ^{40}K 의 β -붕괴로 하면 $\lambda = \lambda e + \lambda_B$ 가 됩니다.

3.3 우라늄 U-트륨 Th-납 Pb 법

^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th 는 다음에 나타낸 일련의 붕괴계열에 의해 마침내는 ^{206}Pb , ^{207}Pb 가 됩니다.



위에 나타낸 각각의 자핵종은 모두가 방사평형에 있어 폐쇄계이면, U-Pb법 및 Th-Pb법으로서 식(2.3)에 대응하는 기본방정식을 작성하여 연대측정에 사용할 수 있습니다.

U-Pb법, Th-Pb법은, 한 시료에서 세 종류의 Pb의 동위체비 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 에 대응하는 연대가 얻어지며, 이것들을 서로 비교하여 연대의 측정치의 신뢰성을 체크할 수 있는 이점이 있습니다. 이러한 방법

은 모핵종의 반감기가 길기 때문에 지구생성의 연대나 지각의 성장·진화와 같은 $t = 10^9$ 년 정도의 연대결정에 사용됩니다. 이럴 때 지구생성시의 납의 동위체비를 알아야할 필요가 있습니다. 그러므로 지구와 거의 같은 기원과 연령을 가지며 U나 Th를 거의 포함하지 아니한 隕鐵의 트로일라이트 (단황철광: FeS)의 납 동위체비가 사용되고 있습니다.

3.4 사마륨 Sm-네오뎀 Nd법

^{147}Sm (반감기 1.06×10^{11})는 α -붕괴를 거쳐 ^{143}Nd 가 됩니다. 얻어진 ^{143}Nd 비는 지각이나 맨틀의 진화연구에 자주 이용되고 있습니다. $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ 는 모두 란탄족 원소이므로 암석이 변성작용을 받아 폐쇄계에서 벗어나도 같은 화학적 거동을 하기 때문에 측정할 수 있는 특징이 있습니다.

3.5 ^{14}C 에 의한 연대측정법

우주선과 상층대기와의 상호작용으로 생긴 중성자는 대기중의 질소원자핵과 핵반응, ^{14}N (n, p) ^{14}C 를 일으켜 생성합니다. ^{14}C 는 일정하게 생성하며 지표에서 ^{14}C 가 생성하는 양은 $1.9 \text{ atom/cm}^2/\text{s}$ 라 추정되고 있습니다.

이 ^{14}C 는 탄소순환에 편입되어 대기에서 생체로 섭취됩니다. 그러나 생체의 사후에는 ^{14}C 는 보급을 받지 않으므로 현시점까지의 기간 동안 반감기 5730년으로 감소됩니다. ^{14}C 농도를 방사능측정으로 구하여, 사후에서 현재까지 감소된 비율에서 사후의 경과시간을 구하게 됩니다.

한편 최근에 가속기 질량분석법 (AMS)에 의해 ^{14}C 가 측정되며, 정량하한으로 연대에 환산되어 6만년 정도의 측정한계가 얻어지고, 방사능측정에 의한 정량하한 (연대환산 4만년 정도)보다도 정량감도가 높은, 탄소량으로 수밀리 그램 정도의 적은 양의 시료로 신속하게 측정할 수 있도록 되어 있습니다.

3.6 기타의 연대측정법

핵분열 트랙(FT)법, 열루미네스(TL) 법, 전자스핀 공명(ESR)법 등이 있습니다. FT법은 광물이나 유리에 포함된 우라늄이 자발핵분열할 때에 발생하는 飛跡의 수가 시료 생성 후의 시간에 비례하는 현상을 이용한 연대측정법입니다. 화산가스, 흑운모, 지르콘, 인회석 등을 대상으로 하여 10⁴~10⁸년의 시료를 정밀하게 측정됩니다. TL법 및 ESR법은 자연방사능의 조사에 의해 결정층의 전자가 높은 에너지 상태로 변화할 때의 변화량이 시간과 더불어 증대하는 현상을 이용하는 연대측정법입니다. TL법은 토기의 燃成연대, 암석, 광물의 연대측정에 사용되며, ESR은 화석, 중유석, 화산암, 화산회석의 연대측정이나 단층연토를 사용하여 단층 활동연대의 측정에 사용됩니다.

지구의 연령

지구의 연령은 $(45.5 \pm 0.7) \times 10^8$ 년으로 산출되고 있습니다. 천연의 납에는 4개의 동위체가 있으며 ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb 및 ²⁰⁸Pb입니다. ²⁰⁴Pb를 제외한 나머지는 방사성입니다.

지구가 탄생한 무렵의 납은 始源鉛이라 하며, 당시에 우라늄이나 트륨의 자핵종의 납은 존재하지 않았습니다. 따라서 지구상 어느 곳이나 납의 동위체비는 같은 값이었습니 다. 이 始源鉛의 동위체비를 方鉛礦이나 단황철광(FeS) 등에서 구하여 지구의 연령을 계산하고 있습니다. 약 38억년 전에 형성된 그린랜드의 변성암은 磁場의 존재를 나타내므로, 적어도 38억년 전에는 지구중심에 외핵(액체: 지구의 자전으로 유동하여 地磁氣를 일으킨다)이 존재한 것으로 생각됩니다. 海嶺 현 무암 층의 유리부분에 포함된 아르곤 ⁴⁰Ar/³⁶Ar比, 크세논 ¹²⁹Xe/¹³⁰Xe比와 현재 대기중에

있는 이러한 希가스의 동위체비에서 오늘날의 대부분의 대기가 약 40억년 이전에 지구 내부의 가스에서 벗어나 생성한 것으로 추정되고 있습니다. 西오스트레일리아의 Mt. Narryer 지역의 변성된 퇴적암에서 채취한 지르콘은 41~42억년 전의 것으로 추정되고 있습니다. 이것은 41~42억년 전에 이미 대륙 지각이 지구상에 형성된 것을 뜻하고 있습니다. 西그린랜드 Codthaad, Isua 지역의 片麻岩이나 堆積岩은 약 38억년 전의 것으로 이 무렵에 이미 해양이 존재한 것으로 추정되고 있습니다.

이러한 추정에서 지구의 연령 45.5억년은 타당한 수치인 것으로 되어 있습니다.

일본열도의 연대

일본열도에서 최고의 암석은 약 20억년 전의 것으로, 「上麻生礫岩」이라고 하는 礫岩을 구성하는 片麻岩礫이나 花崗岩礫입니다. 岐阜현에 있습니다. 이 연대측정은 Rb-Sr법으로 실시되어, 이 礫岩은 20억년의 片麻岩이나 그 밖의 암석 조각이 모여 약 2.7억년 전에 퇴적하여 형성되어, 그 후 지표에 나타난 것으로 추정되고 있습니다. 片麻岩礫과 비슷한 20억년 전의 암석은 중국이나 조선반도에 널리 분포되어 있으므로 퇴적 당시 일본은 아시아 대륙의 일부였다고 생각되고 있습니다. 20억년전의 암석은 침식, 운반, 퇴적되어 礫岩으로 남아 있기 때문에 原岩은 찾아볼 수 없습니다. 현재 노출된 일본열도 최고의 암석은 4~5억년 전의 것으로 생각되며, 飛驒 변성암류, 南紀에서 四國을 거쳐 九州에 이르는 西일본 外帶의 黑賴川 구조대에 따른 화강암류, 변성암류입니다. 飛驒 변성암류는 4~5억년 뒤에도 변성작용을 심하게 입고 있으며, 약 2억년전 무렵에 변성을 입은 암석이 많습니다. 일본열도의 활발한 화산활동은 주변 플레

이트의 침전과 깊은 관련이 있습니다. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 비는 암석의 成因을 밝히는 트레이서로서 유용하지만, 화산암의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 비를 측정하여 마그마의 형성과정이 밝혀지고 있습니다. 천연의 방사성핵종은 이런 방면에서도 도움을 주고 있습니다.

지구상에 존재했던 천연원자로

1972년 6월 프랑스의 피에르라트 에 있는 우라늄 농축공장에서 ^{235}U 의 함량이 지극히 낮은 우라늄이 발견되었습니다. 연구결과 지금부터 20억년 전 현재의 아프리카의 가봉 공화국 오크로 지구에 있는 우라늄 鑛床의 몇군데에서 핵분열 연쇄반응이 발생하여, 현재의 백만kW급의 원자력발전소의 원자로 5기가 1년간에 발생하는 에너지와 동등한 열을 방출하고 있는 것이 판명되었습니다. 우라늄의 동위원소 조성의 이상은 이 천연 원자로에서 ^{235}U 가 핵분열했기 때문에 일어났습니다. 이와 같은 천연 원자로의 존재를 일찍부터 예언한 것은 일본인 화학자 黒田和夫였습니다.

이 오크로 지구에서 발생한 현상에서 알게 된 중요한 사실은, 약 20억년 전에 생성한 핵분열 생성물이나 초우라늄 원소의 대부분이 이동하지 않고 보존되고 있었다는 점입니다.

1972년 9월 프랑스 원자력위원회는 세계 최초의 우라늄 핵분열이나 연쇄반응은 1942년 인간이 처음 실시한 것이 아니라 이미 태고의 옛날에 천연적으로 일어났다고 발표했습니다.

參 考 文 獻

1. 松尾監修 「地球化學」 講談社 (1886)
2. 杉村, 中村, 井田編 「圖說地球化學」 岩波 (1991)
3. 多賀 那須 「地球의 化學과 環境」 三共出版 (1994)
4. 中原, 今村 「地球化學에 있어 放射性核種의 利用」 Isotope News, 1988 (6) 2~7
5. 野津 「日本列島の 年代」 化學과 工業, 37, 206-208 (1984)
6. 野津 「質量分析」 분석, 1990, (10) 774-777
7. 藤井 「天然原子爐」 東大出版會 (1985)
8. 山川 「오크로 天然原子爐」 原子力誌, 35, (11) 978-984 (1993)
9. 藤井 「오크로 天然原子爐와 그 現狀」 原子力誌, 27 (4) 304-324 (1985)
10. 黒田 「原子爐의 化石」 自然 1978 (10) 26-35
11. 黒田 「天然原子爐의 可能性에 대한 解析」 原子力誌 19(4) 225-232 (1997)
12. 黒田 「17億年前의 原子爐」 블루박스 (B-720) 講談社 (1988)
13. 木越 「放射性元素에 의한 年代測定法에 관하여」 化學과 工業 37(3) 146-149 (1984)
14. 今村 「年代를 측정한다」 日本規格協會 (1991)
15. 長沢 「宇宙의 年今을 밝힌다」 共立出版 (1989)