

## 北海道幌加温泉における $\gamma$ 線スペクトル調査

北海道立地下資源調査所

秋田 藤 夫, 松 波 武 雄  
若 濱 洋, 早 川 福 利

(平成7年8月2日受付, 平成7年10月9日受理)

### $\gamma$ -Ray Spectra Prospecting in Horoka Hot Spring of Hokkaido

Fujio AKITA, Takeo MATSUNAMI, Hiroshi WAKAHAMA  
and Fukutoshi HAYAKAWA

Geological Survey of Hokkaido

#### Abstract

We studied the relationship between  $\gamma$ -ray intensities of radioactive elements and hydrothermal system. A  $\gamma$ -ray prospecting spectra using a multichannel analyzer with NaI (TI) scintillation counter was carried out at Horoka hot spring in the central region of Hokkaido. The results of the field survey showed that high  $\gamma$ -ray intensity points for  $^{214}\text{Bi}$ ,  $^{214}\text{Pb}$  well correspond to hot spring and weak fumarole manifestations on the calcium carbonate sinters. The increase of  $\gamma$ -ray intensity can be recognized by radiation due to  $^{214}\text{Bi}$ ,  $^{214}\text{Pb}$  which is clearly attributed to the radioactive decay of gaseous  $^{222}\text{Rn}$  emanating through the hot spring area. This means that  $^{222}\text{Rn}$ , the parent element of  $^{214}\text{Bi}$ ,  $^{214}\text{Pb}$  comes up to the surface together with circulating thermal water. In particular, the carbonic acid gas issued with thermal water works as a main carrier mechanism for  $^{222}\text{Rn}$ .

We can conclude that the high  $\gamma$ -ray intensities of  $^{214}\text{Bi}$ ,  $^{214}\text{Pb}$  are potential indicators for the existence of upflows of thermal water at Horoka hot spring.

#### 1. はじめに

岩石や鉱物中には少量であるが天然放射性同位元素が含まれている。放射性同位元素としてはU(ウラン), Th(トリウム),  $^{40}\text{K}$ (カリウム)が一般的である。これらの元素の量比は地質により固有の値を示すとされている<sup>1)</sup>。U, Th放射系列に属する核種は $\alpha$ 崩壊,  $\beta$ 崩壊を繰り返しながらそれぞれ安定核種に達するが, それに伴って $\gamma$ 線も放出される。 $^{40}\text{K}$ はU, Thと並んで代表的な天然放射性同位元素である。 $^{40}\text{K}$ は天然に存在する全てのKに対する存在比が0.0117%<sup>2)</sup>で、電子捕獲に伴い $\gamma$ 線を放出する。放射能探査では核種の生成と崩壊による消滅数が等しい時に放射平衡<sup>3)</sup>にあるとし, それぞれの系列から放射される $\gamma$ 線は放射割合が定まっている複数種の $\gamma$ 線を出すことを前提としている。

放射能探査はウランなどの核原料資源探査のほか、石油・天然ガス、地熱・温泉、地下水、地滑り、地震予知に関連した活断層調査などに適用されている<sup>3)</sup>。実際の測定では航空機・ヘリコプターを用いたエアボーン探査、車両を用いたカーボーン探査あるいはマンボーン探査等、調査目的に応じて手法が選択される。放射能探査は各放射性元素が放出する $\gamma$ 線をGe(Li)半導体やNaI(Tl)シンチレーションカウンタ等で検出し、その強度やスペクトルを測定することによって各元素を定量的に把握することを目的としている。

最近の温泉調査に関連しては地表温泉兆候、断層情報の無い地域でも放射能探査装置を用いて広域調査を実施して放射能異常点の分布を基に温泉掘削ポイントを決定し、温泉開発に成功した例も報告されているようになってきている<sup>4,5)</sup>。今後も温泉調査に関連して放射能探査の需要は益々高まると思われる。

筆者らは放射性核種毎の $\gamma$ 線強度と温泉湧出母岩、貯留・湧出機構等との関連性の調査・研究を行っている。北海道中央部の石狩山地東大雪地域に位置する幌加温泉では、1991年の $\gamma$ 線サーベイメーターによる全 $\gamma$ 線線量率探査により、温泉湧出地点を中心とした石灰華堆積域が $\gamma$ 線の高異常を示す事が確認された<sup>6)</sup>。そこで、1994年には $\gamma$ 線強度の高異常の原因となっている放射性元素の核種を把握し、かつ温泉湧出機構との関連性を探ることを目的に $\gamma$ 線スペクトロメーターによる調査を実施した。本論では幌加温泉地区で得られた結果と温泉貯留・湧出状況との関係および探査・解析上の問題点について述べる。

## 2. 温泉湧出地周辺で観測される $\gamma$ 線の発生要因

天然に存在する放射性元素は、その崩壊過程で数多くのエネルギーレベルの $\gamma$ 線を放出するとされている<sup>7)</sup>。地殻中に存在する放射性元素の多くは、壊変系列中において移動しやすい不活性ガスであるラドンに変わる。ラドンは狭義にはU(ウラン)系列の<sup>222</sup>Rn(ラドン)、Th(トリウム)系列の<sup>220</sup>Rn(トロン)とAc(アクチニウム)系列の<sup>219</sup>Rn(アクチノン)がある。地層内で固体で存在する<sup>226</sup>Raは放射性崩壊で気体の<sup>222</sup>Rnになるとその一部が地層外へ移動する。その割合は鉱物で数%、岩石で数~25%、土壌で10~50%とされている<sup>8)</sup>。ラドンは断層破碎帯などの地殻中の割れ目を通して地層中に吸着しながら移動して安定元素である<sup>206</sup>Pbや<sup>208</sup>Pb、<sup>207</sup>Pbになるまで壊変を続ける。ラドン自身は $\alpha$ 壊変であるが、その娘核種の中に $\gamma$ 線を放出する元素がある。U系列中のラドンの娘元素の中では、半減期により決まる放射平衡の条件や放射エネルギー強度から主として<sup>214</sup>Bi、<sup>214</sup>Pbによる $\gamma$ 線が放出される。Th系列では<sup>208</sup>Tl、<sup>212</sup>Pb、<sup>228</sup>Acによる $\gamma$ 線が放出される。自然界では、U系列のラドン以外は大気中での放射能強度が低い。また、<sup>222</sup>Rnの半減期が3.83日であるのに対し<sup>220</sup>Rnは54.5秒、<sup>219</sup>Rnは4秒と短い。したがって、それぞれの半減期から見て地下における移動距離には差があると考えられる。当然、半減期の長い<sup>222</sup>Rnの方がより深部から移動するのに対し、<sup>220</sup>Rn、<sup>219</sup>Rnは放射線源が浅所に濃集している場合や浅所でのガスの移動速度が早いときに地表まで達すると考えられる。地熱・温泉地帯などで顕著な上昇流が発生している地域では<sup>220</sup>Rn濃度が上昇する現象も確認されている<sup>9,10)</sup>。以上のように、開口した断層割れ目の存在する地点では、<sup>222</sup>Rn、<sup>220</sup>Rnに起因する $\gamma$ 線強度の増加が観測される可能性が大きい。また、各放射性元素によってもたらされる地下情報に特徴があるので、元素毎の $\gamma$ 線強度を測定することにより地下での物質移動に関する情報も得られる。ラドンは地層内で親核種から間隙に放出されると、地層内での移動・濃縮は地層の透水性、割れ目の性状、風化度、含水比等に支配される<sup>11)</sup>。地層が断層運動により破碎されることにより連続した間隙を生じたゾーンは、ラドンの通路としての役割をはたす。しかし、断層破壊が進み断層粘土を形成するよ

うになると連続した間隙は閉じられてしまうのでラドンの移動は制限され、地表でのラドン異常は観測されなくなる。しかし、ラドンの親核種であるウランは粘土鉱物に吸着される事も知られており、断層粘土にウランが吸着・濃集すれば断層粘土近傍でのラドン濃度異常が起こる可能性もあるとされている<sup>12)</sup>。

放射能探査で測定対象としている $\gamma$ 線は岩石や表土等の影響により減衰する。放射性同位元素から放出された $\gamma$ 線の強度は光電効果、コンプトン効果、電子対生成効果などの物質との相互作用や距離の二乗に逆比例して減衰する。岩石の $\gamma$ 線強度分布は岩石に含まれる放射性同位元素を点線源とした堆積積分となる。したがって、地表付近で検出される $\gamma$ 線は地表面下数十cm以内の岩石等の情報も含まれるとされている<sup>3)</sup>。

### 3. 観測される $\gamma$ 線スペクトルについて

NaI (Tl)シンチレーションカウンタ等で観測される $\gamma$ 線スペクトルは、単色スペクトルではなく、ある分布を持ったスペクトルとなる。通常、岩石を測定して得られるスペクトルはU系列、Th系列、 $^{40}\text{K}$ の含有量に応じて合成されたものとなる。したがって、 $\gamma$ 線スペクトルから核種毎の含有量を算定する事も可能である。実際には、 $^{40}\text{K}$ やそれぞれの系列特有のエネルギー領域でスペクトルを代表させて含有量が求められる<sup>3,7)</sup>。計測された $\gamma$ 線スペクトルはコンプトン連続部と光電効果・電子対生成効果のピーク部からなる。光電効果のピーク位置のチャンネルは $\gamma$ 線エネルギーにほぼ比例している。また、ピーク面積は $\gamma$ 線エネルギーの大きさに比例しているのでスペクトル解析は光電効果のピークについて行われる<sup>4)</sup>。

NaI (Tl)ディテクターで $\gamma$ 線スペクトル測定をした場合、主な解析対象となる光電ピークは $^{212}\text{Pb}$ (239 KeV),  $^{214}\text{Pb}$ (352 KeV),  $^{208}\text{Tl}$ (511, 583, 2614 KeV),  $^{214}\text{Bi}$ (609, 1120, 1764, 2204 KeV),  $^{228}\text{Ac}$ (908, 969 KeV),  $^{40}\text{K}$ (1461 KeV)とされている<sup>5)</sup>。

### 4. 調査地域概要

調査地域は北海道のほぼ中央部の大雪-十勝火山列の東方に位置する山岳地帯であり、新第三紀中新世から第四紀にかけて活発な火山活動が行われた「北見グリーンタフ地域」の南西端に位置する。図1に地質概要<sup>13)</sup>と重力異常図<sup>14)</sup>、断層系、温泉湧出地点等を示した。当地域の基盤を構成する先新第三系は然別川上流域から音更川上流域の西部にかけて分布し、白亜系～古第三系の砂岩・泥岩・礫岩と花崗岩類からなる<sup>15)</sup>。鮮新統から更新世にかけての火山活動は安山岩の活動を主体としており、活動域はキトウシ山から然別火山群にかけての配列とクマネシリ山からニペツツ・丸山にかけての北東-南西方向に配列する。そして、より新しい活動はこの配列の南西端を中心に行われている。本地域には40～70℃の中～高温泉の自然湧出地が点在する。各温泉は比較的开発の手が入っていないためほぼ自然のままに浴用に利用されている。温泉湧出母岩は一部が鮮新世～更新世の火山岩類であるが、多くの温泉は先新第三系の基盤岩類および中新統である。

幌加温泉付近のユウンベツ川流域は淡緑色石英安山岩質火砕岩主体の中新統十勝幌加層<sup>4)</sup>が分布している。同層は安山岩・流紋岩・泥岩、稀に花崗岩質岩などの角礫を含んでいて、礫の量は場所によって異なる。全般的に淘汰が悪く、明瞭な走向・傾斜は示さない。また、開口した割れ目はほとんどなく、全体に系統だった割れ目も認められない<sup>4)</sup>。

温泉湧出地点はユウンベツ川およびユウンナイ川の右岸にあり、大きく9地点に分けられる

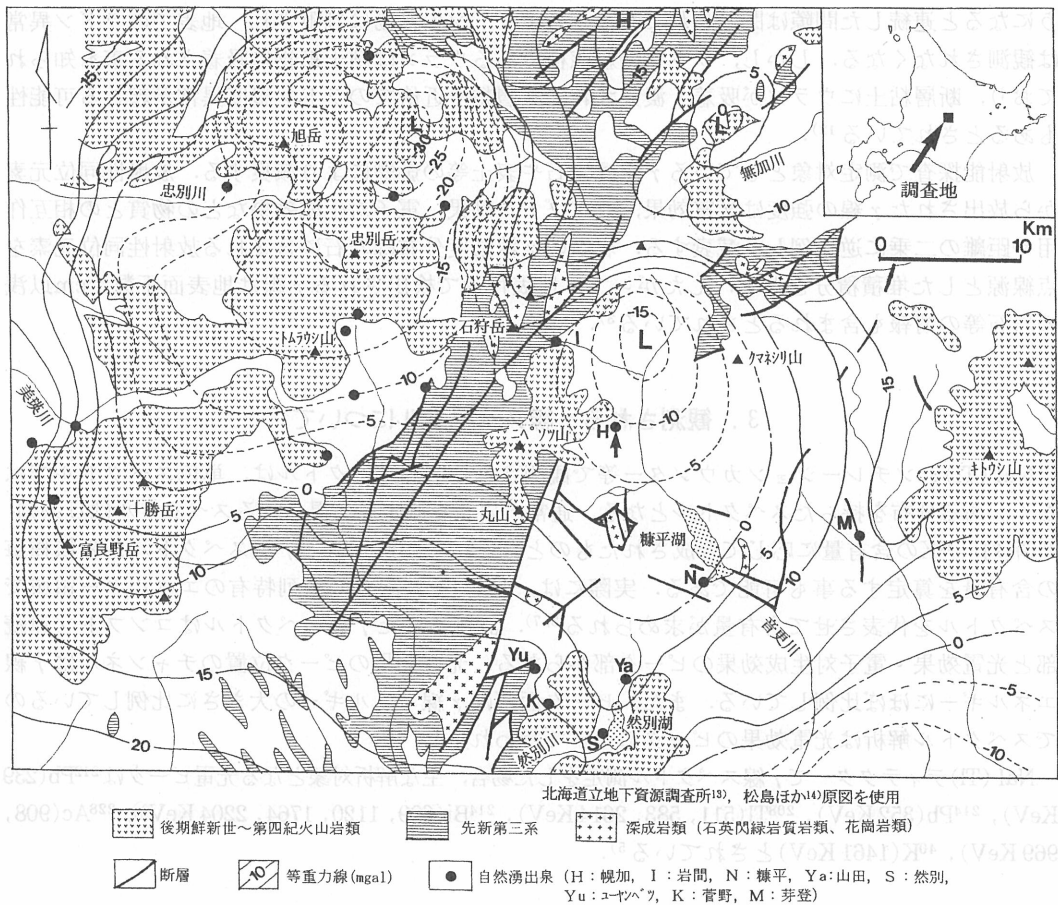


図1 地質概要、重力異常および温泉湧出地点

(図2). 温泉湧出地点付近の十勝幌加層には熱水活動に起因する酸性変質帯は形成されていない。それぞれの湧出地点には数箇所の湧出口がある。最上流部のA地点は、主としてユウナイ川の右岸河床際から湧出しているが、左岸側にもわずかなしみだしが認められる。同様に、河床際から湧出するのはG地点である。以上の2地点以外の湧出口は河床から10~25m高位に位置しており、石灰華の温泉沈殿物に覆われた台地を形成している。この石灰華は上下2段の面を形成している。上段はC, D, E, H地点、下段はB, F, I地点を含んでいる。上段の石灰華の規模は南北幅約50m、東西延長約100mであり、下段の規模は南北幅約50~100m、東西延長約450m程度である。上下2段の比高差は10m程度である。下段の石灰華はユウナイ川の河床まで連続している。

温泉水の泉質はpH 6.4~6.8の中性で、泉温は51.2~64.4℃である。全固形物総量(TSM)は1,920~2,751 mg/lである。陽イオンはNaイオンが80%以上である。陰イオンはSO<sub>4</sub>イオンに乏しく、ClイオンとHCO<sub>3</sub>イオンを主体としている。付随ガスはCO<sub>2</sub>ガスが主体である。総湧出量は300l/min程度である。

図2に示した20℃(1m深地温)を越える高温域は石灰華分布域で現在の温泉湧出域にはほぼ一致する。松波ほか<sup>6)</sup>は、石灰華の分布がほぼ東西に伸長していることは熱水の上昇をもたらす割れ目帯が東西方向の弱線帯であることを示唆するとしている。大部分の温泉湧出箇所が石灰華に覆



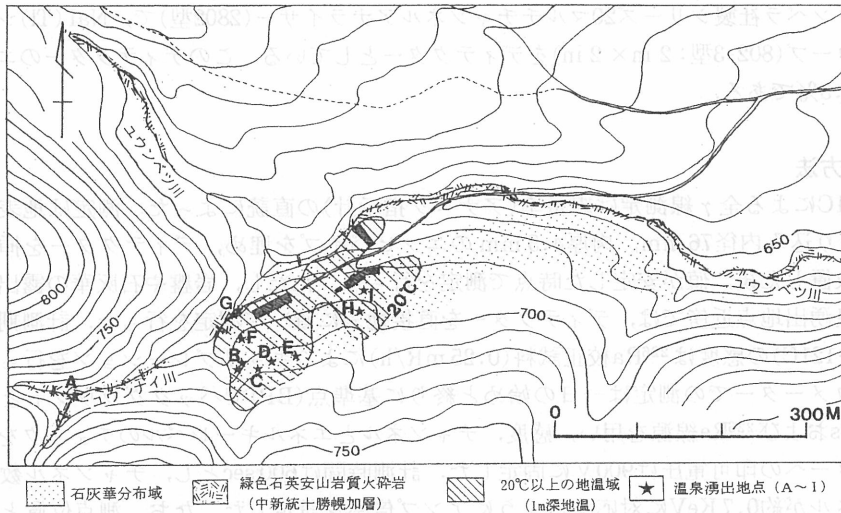


図2 幌加温泉位置図

われており直接割れ目を観察することは出来ないが、A地点の火砕岩には同方向の小亀裂が卓越するとしている。また、物理探査結果から浅部の熱水上昇域は限定されたスポット的なものと見なされている。

松波ほか<sup>6)</sup>によると幌加温泉は全固形物総量が2,751 mg/l以下と溶存成分濃度が比較的低いことや陰イオンがCl-HCO<sub>3</sub>タイプであることなどから、温泉水の起源は天水起源と見なして良いとしている。また、最近行った水素と酸素の同位体測定データ( $\delta D = -87.2\%$ ,  $\delta^{18}O = -11.4\%$ )からもそのことが裏付けられている。更に、B/Clモル比は温泉水がより深部に賦存すると推定される堆積岩類を主とする古第三系～白亜系の基盤からもたらされている可能性を示唆としている。

### 5. 調査手法

調査地区全体の放射能強度調査は $\gamma$ 線シンチレーションサーベイメーターで行った。その結果に基づき、特に放射能強度の強い地点および温泉湧出地点を中心として $\gamma$ 線スペクトロメーターによる調査を実施した。測定日、測点数等は表1に示した。

#### 5.1 測定機器

全 $\gamma$ 線測定はアロカ社製 $\gamma$ 線シンチレーションサーベイメーターTCS-121Cを使用した。TCS-121Cは50 KeV以上のエネルギーを持つ $\gamma$ 線の線量率をカウントする。 $\gamma$ 線スペクトルメーターは可

表1 測定概要

測定年月日	$\gamma$ 線線量率測点	$\gamma$ 線スペクトル測点	備 考
1991, 8/27-8/30	72		広域概査
1994, 7/1	16	16	道路沿い, BP, No.1~15
1994, 9/9	4	4	温泉湧出点, BP, No.16~18
1994, 10/20	40		広域概査

搬型のキャンベラ社製シリーズ20マルチチャンネルアナライザー(2802型)で, NaI (Tl)シンチレーションプローブ(802-3型: 2 in×2 in)をディテクターとしている. このディテクターのエネルギー分解能は6.5%である.

## 5.2 測定方法

TCS-121Cによる全 $\gamma$ 線測定は線量率(アナログ指示計)の直読による. 測定は地表から約10~20 cm掘り込み内径76 mm, 肉厚4.5 mmのエンビパイプを埋め, ディテクターを挿入し約5~10分間放置した後, 値が安定した時点で測定を行った. ただし, 岩盤や石灰華の露出した地点および温泉湧出地点近傍では, ディテクターを直接地表に置いて測定を行った. 計測期間中の測定器(TCS-121C)の感度は $^{226}\text{Ra}$ 校正試料(0.25 mR/h)によりキャリブレーションを行った.  $\gamma$ 線スペクトロメーターでの測定は一日の始めと終りに基準点(BP)でバックグラウンドと校正試料として $^{137}\text{Cs}$ および $^{226}\text{Ra}$ 線源を用い, 感度, チャンネルとエネルギーレベルのチェックを行った. ディテクターへの印可電圧は900 Vに固定した. 計測時間は600 secとし, チャンネル数は4096で1チャンネルが約0.7 KeVに対応するようにアンプ倍率を設定した. なお, 測点位置と $\gamma$ 線シンチレーションサーベイメーターによる線量率測定結果は図3に示した.

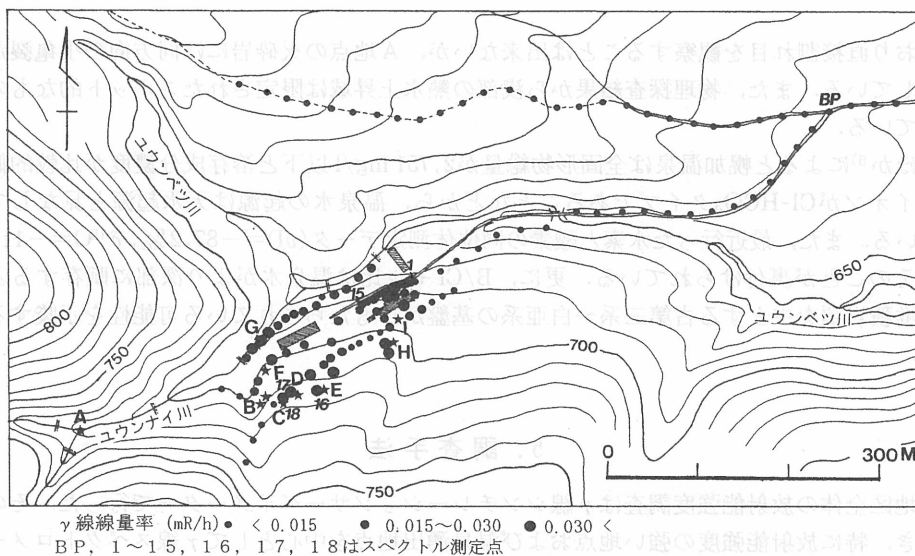


図3  $\gamma$ 線線量率測定結果およびスペクトル測点位置

## 6. 解析法

### 6.1 エネルギー校正曲線の決定

スペクトロメーターにおける測定結果からピークチャンネルの明瞭な光電ピークとそれに対比されるエネルギー値に基づき多項式(2次)近似による最小二乗法を用いてエネルギー校正式を決定した. TCS-121Cにより測定された全 $\gamma$ 線線量率とスペクトルデータのトータルカウント数(200~2900 KeV)の関係は図4に示した.

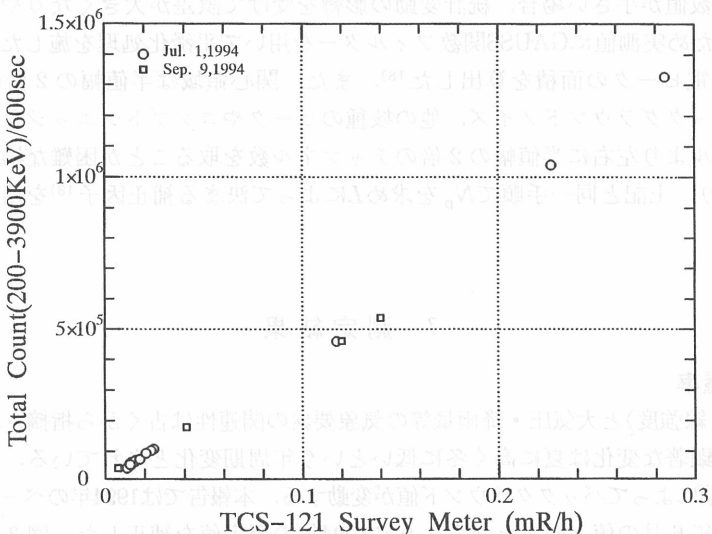


図4  $\gamma$  線線量率とスペクトルトータルカウント数

6.2 光電ピーク面積の算定

本報告では光電ピーク面積の算定に連続分布差し引き法<sup>17, 18)</sup>を採用した. 同手法は図5に示すように光電ピークが正規分布を示すと仮定し, 光電ピークのベースとなる連続分布を取り除いた残りの部分(斜線部分)をピーク(ネット)面積と定義する. なお, ベースとなる網目部分を含めた面積はグロス面積と呼ぶ. 光電ピーク面積の決定手順は次の通りである.

6.2.1 ピークチャンネル( $p$ )の決定

6.2.2 ピーク位置のエネルギーと半値幅との関係から関心領域の幅( $a, b$ )を決める.

6.2.3 図5に示すようにピークチャンネルを中心として左右に $L$ チャンネルずつ取り, この $a, b$ 両チャンネル間の各チャンネルの計数値 $N_i$ の総和 $T$ を求める.

$$T = \sum_{i=p-L}^{p+L} N_i \dots\dots\dots(1)$$

6.2.4  $a$ 点における計数値 $N_a$ 及び $b$ 点における計数値 $N_b$ を読み取り, 次式の計算をおこなう.

$$B = (N_a + N_b) \times (2L + 1) / 2 \dots\dots\dots(2)$$

6.2.5 ピーク面積 $N_p$ は

$$N_p = T - B \dots\dots\dots(3)$$

で求められる. なお,  $N_p$ に対する誤差 $\sigma n$ (標準偏差)は

$$\sigma n^2 = T + (2L + 1) \times B / 2 \dots\dots\dots(4)$$

で与えられる.

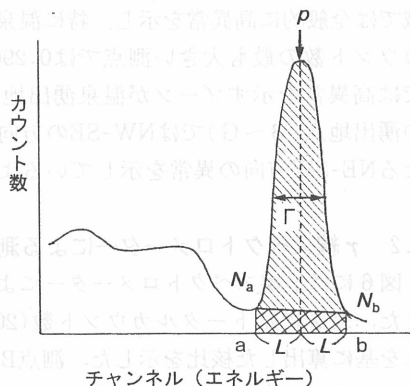


図5 光電ピーク(ネット)面積とグロス面積の関係

本報告では計数値が小さい場合、統計変動の影響を受けて誤差が大きくなりやすくなるため、それを改良するため実測値にGAUSS関数フィルターを用いて平滑化処理を施したスペクトルデータに基づいて光電ピークの面積を算出した<sup>18)</sup>。また、関心領域は半値幅の2倍のチャンネルとした。なお、バックグラウンドノイズ、他の核種のピークやコンプトンエッジなどの妨害によりピークチャンネルより左右に半値幅の2倍のチャンネル数を取ることが困難な場合は、適宜チャンネル数 $L$ を取り、上記と同一手順で $N_p$ を求め $L$ によって決まる補正因子<sup>18)</sup>を用いてピーク面積を算出した。

## 7. 測定結果

### 7.1 全 $\gamma$ 線線量率

ラドン濃度( $\gamma$ 線強度)と大気圧・降雨量等の気象要素の関連性は古くから指摘されている<sup>19, 20)</sup>。 $\gamma$ 線強度の最も顕著な変化は夏に高く冬に低いという年周期変化とされている。このように、 $\gamma$ 線強度は観測時期によってバックグラウンド値が変動する。本報告では1994年のベースポイント(BP)の線量率が1991年6月の値と同一となるように1994年の測定値を補正した。図3に示した全 $\gamma$ 線線量率の測定結果は最大値が0.290 mR/hで、最小値は0.007 mR/hであった。石灰華分布域以外の測定値は0.007~0.015 mR/hとカウント数が少なく変動幅も小さい。しかし、石灰華分布域では全般的に高異常を示し、特に温泉湧出地点、噴気上昇地点近傍では明瞭な高異常を示した。カウント数の最も大きい測点では0.290 mR/hとBP値の20倍以上の高い値を示した。H, I付近では高異常を示すゾーンが温泉湧出地点に沿ってほぼNSの方向性を持つように見える。上流側の湧出地点(B~G)ではNW-SEの方向性を示している。なお、石灰華上段ではC, D, E, Hと連なるNE-SW方向の異常を示しているようにも見える。

### 7.2 $\gamma$ 線スペクトロメーターによる測定結果

図6には $\gamma$ 線スペクトロメーターによる測定結果(エネルギー対カウント数)の代表例を示した。また、表2にはトータルカウント数(200~2900 KeV)、線量率、各核種のネットカウント数とそれを基に算出した核比を示した。測点BPは石灰華分布域から約500m北西側に離れた地点である。No. 6は石灰華上で温泉兆候が認められない地点、No. 9は石灰華上でカウント数が最も多く、微弱な湯気が上昇している地点、No. 17は現在の温泉湧出地点(D地点)での測定結果である。図には各エネルギーピークに対比される核種も記載した。測定結果についてまとめると以下のようになる。

#### 7.2.1 石灰華分布域以外の測点(BP, No. 1~3)

これらの測点では、トータルカウント数は少ないが<sup>208</sup>Tl(2614 KeV)、<sup>40</sup>Kのピークは明瞭に識別でき、<sup>214</sup>Bi(609 KeV)のピークも比較的はっきりしている。しかし、609 KeVより高エネルギー側の<sup>214</sup>Biのピークは不明瞭である。

#### 7.2.2 石灰華分布域で温泉湧出がなく、カウント数が比較的少ない測点(No. 4~6, No. 10~15)

これらの測点ではトータルカウント数がBPに比べてほぼ同じか約2倍程度である。トータルカウント数がBPと同程度の測点(No. 4~6, 11, 12, 15)では<sup>208</sup>Tl(2614KeV)、<sup>40</sup>Kのピークが比較的明瞭である。しかし、トータルカウント数の大きいNo. 10, 13, 14では、特に<sup>40</sup>Kのピーク位置・ピーク形状が不明瞭となっている。これは、<sup>214</sup>Bi(1378~1400 Kev)のカウント数が増加しエネ







以下の値を示した。 $^{40}\text{K}$ は石灰華分布域では相対的に低いカウント数を示している。

$^{208}\text{Tl}$ のカウント数はNo.12, 13では若干大きい。それ以外の測点では100~300カウントで大きな相違が認められない。

実際に計測されたカウント数は季節変動、地表条件や気象条件等により影響を受けている。しかし、同時に観測された各核種のカウント数の比を取って正規化する事により種々の外的要因を軽減することが出来る。

図8は全 $\gamma$ 線カウント数(Total)に対する $^{214}\text{Bi}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{208}\text{Tl}$ のカウント数の比及び $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ ,  $^{208}\text{Tl}/^{40}\text{K}$ ,  $^{208}\text{Tl}/^{214}\text{Bi}$ の比を示した。なお、No.7~9, No.16~18では、 $^{40}\text{K}$ のカウント数を算出することが出来なかったことから石灰華分布域のNo.4~6, No.10~15の値の平均値を仮定した。前述のように、石灰華分布域では全体的に $^{40}\text{K}$ のカウント数が小さくなる傾向があることから、石灰華分布域の平均値を仮定したとしても現実の $^{40}\text{K}$ のカウント数と大きな差はないと推察される。

$^{40}\text{K}/\text{Total}$ は石灰華分布域のNo.4~15, 温泉湧出地点のNo.16~18で小さい。 $^{214}\text{Bi}/\text{Total}$ はBPを除いて全体的に大きな値を示している。特に、温泉湧出地点のNo.17では全カウント数の最大値を示すNo.9よりも大きな値を示す。 $^{208}\text{Tl}/\text{Total}$ はBP, No.1~3, 12, 13, 15で大きい、その他の測点では小さい。 $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ は石灰華分布域内のNo.7~9で特に大きな値を示す。また、温泉湧出地点(No.16~18)でも大きな値を示す。基本的には、 $^{40}\text{K}$ のカウント数が大きく変動しないと推定されることから $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ の変動は $^{214}\text{Bi}$ のカウント数の変動と見ることが出来る。 $^{208}\text{Tl}/^{40}\text{K}$ は特にNo.13で大きい、他の測点では変動が小さい。 $^{208}\text{Tl}/^{214}\text{Bi}$ は石灰華分布域のNo.7~9, 温泉湧出地点No.16~18で顕著な低下を示している。

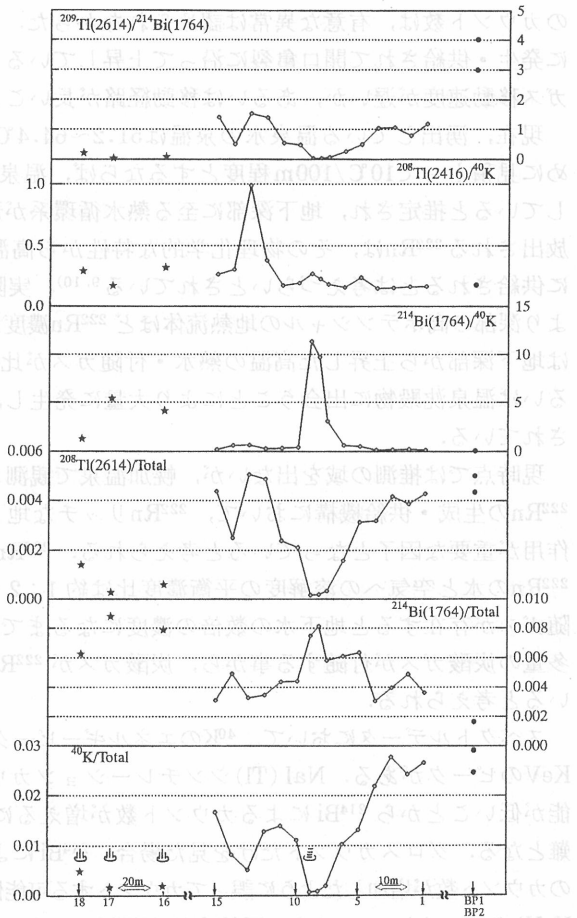


図8 トータルカウント数に対する各核種の比および核種比の変化

### 8. 考察とまとめ

幌加温泉では石灰華分布域を中心として $\gamma$ 線の高異常が観測された。特に、温泉水等の地熱流体の上昇口近傍では顕著な異常を示すことが確認された。 $\gamma$ 線スペクトロメーターによる調査結果から石灰華分布域、温泉湧出域での $\gamma$ 線カウント数の増大は $^{222}\text{Rn}$ (ラドン)に起因する娘核種 $^{214}\text{Bi}$ ,  $^{214}\text{Pb}$ のカウント数の増加が主たる原因と推定される。 $^{214}\text{Bi}/\text{Total}$ ,  $^{214}\text{Bi}/^{40}\text{K}$ 等の核比からも温泉湧出地点あるいは噴気上昇地点では、値が大きく増加することから同様のことが言える。

地熱・温泉活動度のもう一つの追跡子として重要とされる $^{220}\text{Rn}$ (トロン)に起因する娘核種 $^{208}\text{Tl}$

のカウンタ数は、有意な異常は認められなかった。このことは、仮に  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{220}\text{Rn}$  が地下で同時に発生・供給されて開口亀裂に沿って上昇しているとするならば、それぞれの半減期から考えてガス移動速度が遅いか、あるいは移動経路が長いことを示唆する可能性がある。

現在、湧出している温泉水の泉温は  $51.2\sim 64.4^\circ\text{C}$  である。仮に、本地域の地温勾配<sup>21)</sup>を大きめに見積もって  $10^\circ\text{C}/100\text{m}$  程度とするならば、温泉水の大部分は深度  $500\text{m}$  以上から上昇・湧出していると推定され、地下深部に至る熱水循環系が形成されていると考えられる。地熱地帯から放出される  $^{222}\text{Rn}$  は、その物理化学的な特性から高温・高圧の地下深部から長い距離を経て大量に供給されるとは考えづらいとされている<sup>9, 10)</sup>。実際、本邦の地熱地帯における調査例<sup>10)</sup>では、より深部の高ポテンシャルの地熱流体ほど  $^{222}\text{Rn}$  濃度が低いことも確認されている。そして、 $^{222}\text{Rn}$  は地下深部から上昇した高温の熱水・付随ガスが比較的浅部に貯留する  $^{222}\text{Rn}$  リッチな地下水あるいは温泉沈殿物に出会うことにより大量に発生し、開口亀裂に沿って上昇するのではないかとされている。

現時点では推測の域を出ないが、幌加温泉で観測された高  $\gamma$  線異常の原因と考えられる大量の  $^{222}\text{Rn}$  の生成・供給機構において、 $^{222}\text{Rn}$  リッチな地下水あるいは温泉沈殿物と地熱流体との相互作用が重要な因子となっていると考えられる。 $^{222}\text{Rn}$  の水への溶解度は温度に反比例する。また、 $^{222}\text{Rn}$  の水と空気への溶解度の平衡濃度比は約  $1:2 (0^\circ\text{C})\sim 6 (40^\circ\text{C})$ <sup>8)</sup> とされることから温泉付随ガスが存在すると地下水の数倍の濃度になるまで  $^{222}\text{Rn}$  を捕集することになる。幌加温泉でも多量の炭酸ガスが付随する事から、炭酸ガスが  $^{222}\text{Rn}$  のキャリアーとして重要な役割を果たしていると考えられる。

スペクトルデータにおいて、 $^{40}\text{K}$  のエネルギーピークの  $1461\text{ KeV}$  付近には  $^{214}\text{Bi}$  の  $1378, 1408, 1509\text{ KeV}$  のピークがある。NaI (Tl) シンチレーションカウンタは、エネルギーピークに対する分解能が低いことから  $^{214}\text{Bi}$  によるカウンタ数が増えるにつれて  $^{40}\text{K}$  と  $^{214}\text{Bi}$  によるピークの弁別が困難となる。グロスカウンタだけを見た場合、 $^{214}\text{Bi}$  によるカウンタ数が増えたとしてもあたかも  $^{40}\text{K}$  のカウンタ数が増加したように誤ってカウンタする可能性が高いことに注意する必要がある。 $^{208}\text{Tl}$  ( $2614\text{ KeV}$ ) のピークについては、近接する  $^{214}\text{Bi}$  ( $2448\text{ KeV}$ ) のカウンタ数の増加による影響を受けて低エネルギー側の裾が不明瞭となることに注意する必要がある。

マンボーン探査における  $\gamma$  線サーベイメーターの利点は、機器操作が簡便でかつ機動性に富み短時間で測定が可能なことから広域概査に適していることである。しかし、核種同定の出来ないのが欠点である。それに対して、 $\gamma$  線スペクトロメーターは放射線核種の同定が可能なことから得られる情報量としては飛躍的に増大する。しかし、前者に比較して測定・データ処理に時間を要するのが欠点である。このようなことから、探査目的にもよるが  $\gamma$  線サーベイメーターで概査を行い、 $\gamma$  線異常の大きい地点を中心としてスペクトロメーターにより核種の同定を行う方式を取れば効率的な調査が可能である。また、ラドンの放出量が多くなり、エネルギーレベルが近接する核種のピーク位置、ピーク形状の分離が困難な場合は Ge(Li) 半導体を用いたスペクトル観測を併用することも考慮する必要がある。更に、液体シンチレーションカウンタ法<sup>7)</sup> による直接的なラドン濃度測定も実施し、 $\gamma$  線スペクトルデータとのクロスチェックを行うことが望ましい。

## 謝 辞

放射能測定法に関しては、(株)日さく技術研究所の木村重彦博士から有益な助言を頂いた。また、(財)北海道原子力環境センターの遠藤 浩氏からは、NaI(Tl)シンチレーションスペクトロメーター

に関する文献を紹介して頂いた。ここに銘記して、感謝の意を表する次第である。

## 文 献

- 1) Adams, J. A. S., Fryer G. E.: Portable gamma-ray spectrometer for field determination of thorium, uranium and potassium, *Natural Radiation Environment*, Chicago Univ. Press, 577-596, 1964
- 2) 国立天文台編：理科年表, 丸善, 物132(552), 1992
- 3) 物理探査学会編：図解物理探査, ラティス社, 85-88, 1989
- 4) 木村重彦：地表の自然ガンマ線による温泉開発位置の探査法について, *温泉科学*, **37**, 73-92, 1987
- 5) 落合敏郎：地下水・温泉調査のための放射能探査法, リーベル出版, p173, 1992
- 6) 松波武雄, 秋田藤夫, 若浜 洋：石狩山地東大雪地域の地熱系について, *地下資源調査所報告*, No.65, 1-15, 1993
- 7) 日本アイソトープ協会(編)：アイソトープ便覧(改訂3版), 丸善, p844, 1984
- 8) 木村重彦, 高野 彬, 五十嵐郁夫：携帯用自然ガンマ線測定装置による割れ目の解析, *応用地質*, **31**, 15-24, 1990
- 9) 古賀昭人：地熱系のラドンの起源と行動, *大分県温泉調査研究会*, No.34, 1-9, 1983
- 10) 鎌田政明, 小沢竹二郎, 村上悠紀雄, 吉田 稔編：地熱流体の化学—環境科学の視点から—, 東京大学出版会, 215p, 1985
- 11) Ball, T.K., Cameron, D.G., Colman, T.B., Roberts, P.D.: Behaviour of radon in the geological environment: a review, *Q. J. Eng. Geol.*, **24**, 168-182, 1991
- 12) 今泉真之, 小前隆美, 浜田浩正： $\gamma$ 線スペクトロメトリーによる断層調査—長野県山口村の阿寺断層を例として—, *応用地質*, **33**, 31-43, 1992
- 13) 北海道立地下資源調査所：北海道の地質と資源 I, *北海道の地質*, 60万分の1北海道地質図, 北海道立地下資源調査所, 113p, 1980
- 14) 松島喜雄, J. P. L. Cature, 宮川英隆, 前川徳光, 横山 泉：然別湖地域の重力異常, *北海道大学地球物理学研究報告*, **52**, 11-22, 1988
- 15) 渡辺 寧：北海道日高帯然別地域の新生代構造運動, *地球科学*, **40**, 58-66, 1986
- 16) 山岸宏光, 松波武雄：5万分の1地質図幅「糠平湖」及び同説明書, *北海道立地下資源調査所*, 40p, 1976
- 17) Covell, D. F.: Determination of gamma-ray abundance directly from the total absorption peak, *Anal. Chem.*, **31**, 1785-1790, 1959
- 18) 科学技術庁：NaI(Tl) シンチレーションスペクトロメータ機器分析法, (財)日本分析センター, 75p, 1974
- 19) Hatuda, J.: Radon Constant and its Change in Soil Air near Ground Surface, *Mem. Coll. Sci.*, Kyoto Univ. 20b, **4**, 265-271, 1953
- 20) 山内常生, 下 道国, 宮島力雄：横坑内におけるラドン濃度の変化—豊橋および菊川における観測—, *地震*, **2**, **41**, 335-342, 1988
- 21) 北海道立地下資源調査所：北海道地温勾配図および同説明書, *北海道立地下資源調査所*, 44p, 1995