

7. U-Pb ジルコン年代

7. 1. 氷上花崗岩類における放射年代について

氷上花崗岩体の花崗岩類 15 試料と小岩体の花崗岩類 4 試料, クサヤミ沢における不整合直上のシルル系川内層のアルコース砂岩 1 試料, アプライトから 1 試料, 壺の沢変成岩類から 1 試料, 岩相 A-2 と伴って産する普通角閃石石英斑レイ岩 1 試料, 奥火の土層におけるガラス質溶結凝灰岩 1 試料からジルコンを分離して年代測定を行った.

7. 2. 年代測定法の概要

U-Pb 年代測定法について説明する前に, ジルコンを用いた他の年代測定法の概要を説明する.

LA-ICP-MS (レーザー加熱溶融装置を備えた誘導結合プラズマ質量分析計)

固体試料微小領域の定量・定性分析、同位体分析を行う。レーザーアブレーションで、レーザーを照射し、照射によって昇華した物質を ICP-MS へ送り、質量分析を行う。分析径は 25 μm から 55 μm が可能である (図 7-1)。

SHRIMP (高感度高分解能イオンマイクロプローブ)

鉱物や岩石の局所同位体比測定を含めた微量成分分析装置である。二次イオン質量分析法の中でも特に一次イオンビームを収束させて局所分析に適用したものを SHRIMP と呼ぶ。この手法を軸に高感度かつ高分解能を実現したものが SHRIMP であり、数～数十 μm 径の微小領域における同位体分析が可能。

CHIME (Chemical Th-U-total Pb isochron method) 年代測定法

モナズ石やジルコンなどの各部分における U・Th 量と総 Pb 量を EPMA (電子プローブマイクロアナライザー) を用いて測定して行う年代測定法である。元素含有量のみを測定するので、化学的年代測定の一つにも見える。しかし、放射性核種の Th・U の放射壊変によって生じる放射性起源核種の分を含めた総 Pb 量が年代とともに増加することを利用するので、原理的には放射年代に区分される。物質(鉱物)にエネルギーの高い電子線を照射すると、物質を構成する各原子が励起されて、各原子(元素)ごとに決まった波長の特性 X 線を放射する。電子線マイクロアナライザは、径 1 μm

程度に絞った高速電子線を物質(鉱物)に照射して、放射される X 線の波長と強度を測定して、微小領域の化学分析をする装置である。天然のトリウム (Th) は質量数 232 の同位体を主体とし、ウラン (U) には質量数 235 と 238 の同位体がある。その現在量と鉱物ができてからの時間 τ の間に放射壊変で生じた鉛の量には、次の関係がある。

$$^{208}\text{Pb} = ^{232}\text{Th} \{e^{\lambda_{232}\tau} - 1\}$$

$$\lambda_{232} = 4.9475 \times 10^{-11}/\text{y}$$

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} \{e^{\lambda_{235}\tau} - 1\}$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10}/\text{y}$$

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} \{\exp^{\lambda_{238}\tau} - 1\}$$

$$\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}/\text{y}$$

鉱物中には放射壊変起源の鉛と鉱物ができたときに取り込んだ少量の初生鉛が存在する。

$$\text{全鉛量} = \text{初生鉛} (^{204}\text{Pb} \text{ を含む}) + ^{232}\text{Th} \{e^{\lambda_{232}\tau} - 1\} + ^{235}\text{U} \{e^{\lambda_{235}\tau} - 1\} + ^{238}\text{U} \{e^{\lambda_{238}\tau} - 1\}$$

U 同位体の現在比 ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$) を使うと、同位体を使わない式に書き直せる。

$$\text{全鉛量} = \text{初生鉛} (^{204}\text{Pb} \text{ を含む}) + \text{Th} \{e^{\lambda_{232}\tau} - 1\} + \text{U} \left[\left\{ e^{\lambda_{235}\tau} + 137.88 e^{\lambda_{238}\tau} \right\} / 138.88 - 1 \right]$$

鉱物の中には U・Th の多い部分(大時計)や少ない部分(小時計)がある(図 7-2)。同じ時間が経つと、大時計では小時計よりたくさんの鉛が生じるが、鉛と残っているウラン・トリウムと割合は大時計も小時計も同じである。従って、鉛の分析値を通る直線(アイソクロン)は年代が古くなるほど急勾配になる。アイソクロンの切片は初生鉛(^{204}Pb を含む)の量を示す。鉱物中のいくつかの点を分析してアイソクロンを描くと、その勾配から年代、切片から初生鉛が同時に決定できる。

U-Pb 年代測定法におけるコンコーディア (concordia)

自然界に存在する U の同位体は ^{238}U 、 ^{235}U および ^{234}U が存在し、いずれも放射性である。 ^{234}U は ^{238}U の中間壊変生成核種である。 ^{238}U は最終的に ^{206}Pb 、 ^{235}U は ^{207}Pb に壊変する。すなわち親核種と娘核種が同じ種類の元素で成立する 2 種類の年代測定法が可能である。

ジルコンのように U に富み、形成時には Pb をほとんど含まない試料では、試料中の Pb 全て放射起源と考えて良い。放射性起源の同位体を *

つけて示すと、UからのPb*に関しての次のような式になる。また、 λ は壊変定数で、 $\lambda_8 = 0.155125 \times 10^{-9}$ /年(半減期45億年)、 $\lambda_5 = 0.98485 \times 10^{-9}$ /年(半減期7億年)を示す。

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_p (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad \text{①}$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})_p (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad \text{②}$$

から

$$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} = e^{\lambda_{238}t} - 1 \quad \text{①'}$$

$$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} = e^{\lambda_{235}t} - 1 \quad \text{②'}$$

ここで $A = ^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ 、 $B = ^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ とおくと①'、②'から得られる年代 t は

$$t = 1/\lambda_{238} \ln(1+A) \quad \text{①''}$$

$$t = 1/\lambda_{235} \ln(1+B) \quad \text{②''}$$

であらわされる。この年代 t は、U および Pb に関して閉鎖系が成立している場合には一致するので、そのような際には次のような関係で表わされる。

$A = (B+1)^{\lambda_{238}/\lambda_{235}} - 1$ に示される A と B の関係は一つの曲線で表され、この曲線をコンコーディアと呼ぶ (図7-3) この曲線に乗っている値をコンコールドな年代と呼び、それらの重み付き平均で求めた年代がコンコーディア年代である。

ディスコーディア (discordia)

コンコーディアから外れているが、直線的に並んでいるものの線を「ディスコーディア」(discordia: 年代不一致曲線)と呼ぶ。ウェザリル (Wetherill, 1956) により提案されたもので、 t_0 を試料の形成年代、 t_1 を変成作用などのように二次的に試料から Pb の損失を与える現象が起こった年代と考えるものである。

このような場合は「単発的鉛損失モデル」と呼ばれるものである。すなわち、この場合には t_0 および t_1 の二つの年代にそれぞれ地学的な意味があると考えられる。

7. 3. ジルコンの分離法

ジルコンの分離法は JAMSTEC (現在国立科学博物館) の谷健一郎氏に指導していただいた。

ジルコンの分離手順は以下の通りである。まず岩石試料を粗砕き後、数

100 μm 程度に細砕化し、水簸と椀がけにより軽鉱物を取り除く（図 7-6：図 7-7）。乾燥後にネオジム磁石で磁性鉱物と有色鉱物を取り除き、ジヨードメタンを用いて重液分離し、重鉱物を回収する（図 7-8，図 7-9）。重鉱物から実体顕微鏡下でジルコンを拾い出し、エポキシ樹脂でマウントして表面を研磨する。

ジルコン試料は、まず走査型電子顕微鏡 (SEM) で Cathodoluminescence (CL) 像の撮影を行い、ジルコン結晶組織の内部構造を詳しく観察し、累帯構造の様子や不純物の有無から年代測定を行う部分を決める。カソードルミネッセンス像の観察には、九州大学大学院比較社会文化研究院環境変動部門地球変動講座の走査型電子顕微鏡 (JEOL JSM-5310S) にカソードルミネッセンス (CL) 検出器 (Gatan MiniCL) を取り付けたものを使用した。また U-Pb 年代測定には、同講座の四重極誘導結合プラズマ質量分析計 (ICP-MS) Agilent 7500cx にレーザー加熱溶解装置 (LA) NewWave Research UP-213 Nd-YAG UV (213 nm) を取り付けたものを使用した。測定条件は Adachi et al. (2012) に従い、ジルコン同位体比のデータの取り込みと比較正は Jackson et al. (2004) の方法に基づき、GLITTER ソフトウェア (Griffin et al., 2008) を使用した。コンコーディア年代の計算とコンコーディア図の作成には Isoplot/Ex3.0 ソフトウェア (Ludwig, 2003) を使用した。標準試料は Temora ($416.8 \pm 0.2 \text{ Ma}$; Black et al., 2003) を、また精度のチェックには FC-1 (Paces and Miller, 1993) を使用した。

7. 4. 年代測定結果

分析を行った試料は氷上花崗岩体中の花崗岩類 15 試料、クサヤミ沢不整合露頭の砂岩 1 試料、壺の沢変成岩類 1 試料、アプライト 1 試料、氷上花崗岩類における小岩体 4 試料奥火の土岩体のガラス質凝灰岩 1 試料、普通角閃石石英斑レイ岩 1 試料である。

今回測定時における FC-1 ($1099.0 \pm 0.6 \text{ Ma}$; Peaces and Miller, 1993) の測定値は、 1091 ± 10 (測定数 9), 1105 ± 7 (測定数 16), $1098 \pm 8 \text{ Ma}$ (測定数 11) であり、年代値の制度には問題ないことが分かる。

A-1) HK12001

氷上花崗岩体南東部に分布する岩相 A-1 の 12 個のジルコン粒から 12 点のコンコダントな年代 ($437 \sim 462 \text{ Ma}$: $\text{Th}/\text{U} = 0.33 \sim 0.77$) が得られた。この試料から求められたコンコーディア年代は $450 \pm 5 \text{ Ma}$ である（図 7-10，図 7-11）。

A-2) 11101507

氷上花崗岩体の中央に分布する岩相 A-2 の 12 個のジルコン粒から 12 点のコンコードナ年代(437~462 Ma : Th/U=0.33-0.77)が得られた. この試料から求められたコンコーディア年代は 450 ± 5 Ma である (図 7-12, 図 7-13).

A-3) 12072912

岩体北東部に分析する岩相 A-3 の 12 個のジルコン粒から 12 点のコンコードナ年代(437~462 Ma : Th/U=0.33-0.77)が得られた. この試料から求められたコンコーディア年代は 450 ± 5 Ma である(図 7-14, 図 7-15).

A-4) 11101604

岩体南部に分布する岩相 A-4 の 10 個のジルコン粒から 10 点のコンコードナ年代(427~448Ma : Th/U=0.26-0.59)が得られた. この試料から求められたコンコーディア年代は 441 ± 6 Ma である(図 7-16, 図 7-17).

B) 12081809

岩体北部の大森付近に分布する岩相 B 岩(大野型花崗閃緑岩)の 9 個のジルコン粒から 9 点のコンコードナ年代(424~469 Ma : Th/U=0.215-1.061)が得られた. この試料からコンコーディア年代は得られなかった(図 7-18, 図 7-19). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代の平均値で 450 ± 12 Ma の値を得た.

C) 12081817

氷上山型花崗岩類としては岩体中部における西山付近に分布する粗粒な岩相 C の 12 個のジルコン粒から 12 点からコンコードナ年代(426~471 Ma : Th/U=0.29-0.98)が得られた. この試料から求められたコンコーディア年代は得られなかった(図 7-20, 図 7-21). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代の平均値で 440 ± 12 Ma の値を得た.

C) HK13079

下條ほか(2010)により同じ LA-ICP-MS ジルコン U-Pb 年代で 412 ± 4 Ma の年代が得られている試料について同一露頭の試料の年代測定を行った. 22 粒子から 22 点測定し, コンコーディア曲線から大きく外れた 5 点を除き 17 点からコンコードナ年代 455 ± 3 Ma (Th/U=0.30~0.76) のコンコーディア年代が得られた(図 7-22, 図 7-23, 図 7-24).

C) HK13103

雷神山付近の花崗岩類の 13 粒子から 13 点測定し、3 点を除く 10 点からコンコールドな年代 (477~436 Ma:Th/U=0.29~1.10) が得られた。この試料から求められたコンコーディア年代は 453 ± 5 Ma が求められた。コア付近の 3 点から 500 Ma が得られた (図 7-25, 図 7-26)。

D) HK12012

大野型と氷上山型の境界部に分布する岩相 D の 11 個のジルコン粒から 11 点のコンコールドな年代 (436~457 Ma : Th/U=0.320-0.72) が得られた。この試料から求められたコンコーディア年代は 449 ± 4 Ma が求められた (図 7-27, 図 7-28)。

E) 111101608

東の壺の沢変成岩類にともなって分布する岩相 E の 14 粒子から 15 点のコンコールドな年代 (440~855 Ma : Th/U=0.43-0.70) が得られた。この試料から求められたコンコーディア年代は 451 ± 4 Ma が得られた。一粒のジルコンからはリムで 451 ± 13 Ma, コアで 855 ± 23 Ma の年代が得られた。これは変成岩由来のジルコンが取り込まれたものと考えられる (図 7-29, 図 7-30, 図 7-31)。

F) HK13012

西側の壺の沢変成岩と氷上花崗岩類との境界付近の岩相 F の 18 粒子から 18 点のコンコールドな年代 (412~3468 Ma : Th/U=0.08-1.01) が得られた。この試料からはコンコーディア年代は得られなかった (図 7-32, 図 7-33, 図 7-34, 図 7-62)。最も若いコンコールドな年代を示す測定値から $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代の平均値は 451 Ma と求められた。

G) 12072908

西側の壺の沢変成岩と氷上花崗岩類との境界付近の岩相 G の 14 粒子から 18 点のコンコールドな年代とコンコーディア曲線よりも右側にばらついた年代年代 (141~686 Ma : Th/U=0.03-0.69) が得られた。この試料からはコンコーディア年代は得られなかった。CL 像から 450 Ma よりも若い年代が得られているジルコンは累帯構造が観られず、コア付近に黒い斑点が確認できる、これは別の鉱物を捕獲しているためであると考えられる (図 7-35, 図 7-36 図 7-63)。

G) 12072909

12072908 より約 100 m 上流側の壺の沢変成岩と氷上花崗岩類との境界付近の岩相 G の 9 粒子から 10 点のコンコードナントな年代とコンコーディア曲線よりも右側にばらついた年代(259~1065 Ma : Th/U=0.06-0.66)が得られた。この試料からはコンコーディア年代は得られなかった。12072908 と同じく、CL 像から 450 Ma よりも若い年代が得られているジルコンは累帯構造があまり観られず、コア付近に黒い斑点が確認できる、これは別の鉱物を捕獲しているためであると考えられる(図 7-37, 図 7-38, 図 7-64)。

クサヤミ沢の不整合における花崗岩:12081808

9 粒子から 9 点測定し、コンコードナントな年代(445~455 Ma : Th/U=0.32-0.89)が得られた。この試料から求められたコンコーディア年代は 450 ± 4 Ma (図 7-39, 図 7-40)。

クサヤミ沢の不整合におけるアルコース砂岩:12081807

24 粒子から 24 点測定し、コンコードナントな年代(416~468 Ma : Th/U=0.37-0.94)が得られた(図 7-41, 図 7-42)。

小岩体)

白石峠岩体:HK12027

10 粒子から 10 点測定し、コンコードナントな年代(422~457 Ma : Th/U=0.28-0.89)が得られた。この試料から求められたコンコーディア年代は 446 ± 8 Ma (図 7-43, 図 7-44)。

八日町岩体:HK12030

12 粒子から 12 点測定し、コンコードナントな年代(435~465 Ma : Th/U=0.28-0.89)が得られた。この試料から求められたコンコーディア年代は 449 ± 5 Ma (図 7-45, 図 7-46)。

奥火の土岩体:HK12038

12 粒子から 12 点測定し、コンコードナントな年代(442~469 Ma : Th/U=0.39-1.00)が得られた。この試料から求められたコンコーディア年代は 456 ± 6 Ma (図 7-47, 図 7-48)。

平沢岩体:HK12032

14 粒子から 14 点測定し、コンコードントな年代(412-458 Ma : Th/U=0.37-1.04)が得られた. この試料から求められたコンコーディア年代は得られなかったが, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代の平均値で 439 ± 13 Ma の値を得た(図 7-49, 図 7-50).

氷上花崗岩との境界付近の気仙川花崗岩の試料:HK13024

岩体南西における氷上花崗岩類と気仙川花崗岩類の境界付近の気仙川花崗岩の 12 粒子から 12 点測定し, 氷上花崗岩由来の年代と気仙川花崗岩由来の 2 つの年代が得られた(図 7-51, 図 7-52). 気仙川花崗岩に取り込まれた氷上花崗岩の年代を除いた 9 粒子 9 点から 126 ± 2 Ma のコンコーディア年代が得られた. これは気仙川花崗岩の試料(HK12031)とほぼ同じ年代である. CL 像より, 気仙川花崗岩のジルコンは 0.1mm 程度であり氷上花崗岩のジルコンに比べて小さいことが分かる. また, 氷上花崗岩由来のジルコンは約 450 Ma の年代値を示し, 若返っていないことが分かる. 氷上花崗岩由来のジルコンの CL 像は累帯構造が観られ, 岩相 G のジルコンのようなコア付近の黒い斑点は確認できない.

アプライト:HK13006

西側の壺の沢変成岩付近に分布するアプライトの 9 粒子から 9 点測定しコンコーディアの右側にばらついた年代(267-438 Ma: Th/U=0.00-0.02)が得られた(図 7-53, 図 7-54). アプライトは U 濃度が高いと考えられるため, メタミクト化による Pb の散逸によってばらついた可能性がある.

普通角閃石石英斑レイ岩:HK13104

岩体中心部の岩相 A-2 と伴って産出する普通角閃石石英斑レイ岩の 18 粒子から 18 点測定し, コンコードントな年代(435~460 Ma : Th/U=0.44-1.25)が得られた. この試料から求められたコンコーディア年代は 444 ± 4 Ma (図 7-55, 図 7-56). CL 像の観察より擾乱組織が確認できる.

壺の沢変成岩:HK13053

東側の壺の沢変成岩類の 78 粒子から 81 点測定し, コンコードント年代とコンコーディア曲線より右側にばらついた年代(422~1830 Ma : Th/U=0.01-1.73)が得られた. CL 像より累帯構造のはっきりしているものが多く, 岩相 G のように別の鉱物を含んでコア付近が黒くなっているものはない(図 7-57, 図 7-58, 図 7-59).

ガラス質凝灰岩:HK13064

奥火の土岩体におけるガラス質凝灰岩の 13 粒子から 13 点測定し, コンコードントな年代(425~1936 Ma : Th/U=0.112 - 1.249)が得られた. 425 ±14 Ma の年代は, 溶結凝灰岩の固結年代を示す可能性があるが, 他はすべて碎屑性ジルコンと考えられる. この試料からはコンコーディア年代は得られなかった (図 7-60, 図 7-61).

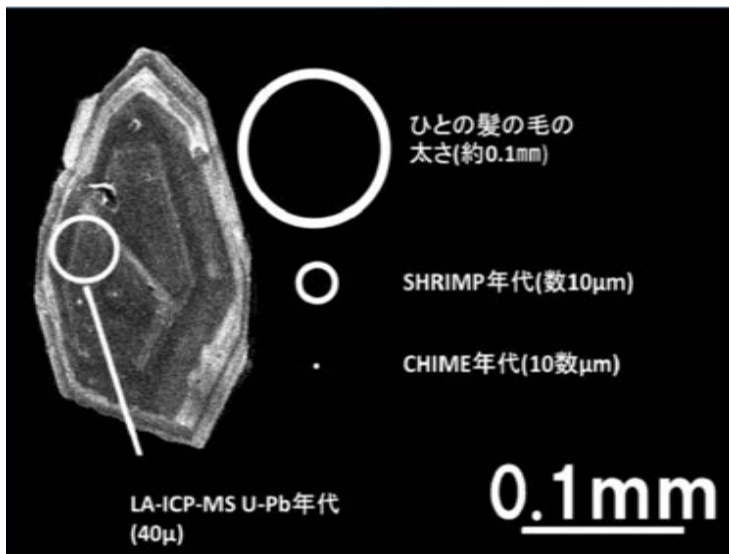


図 7-1: 年代測定法による空間分解能の違い.

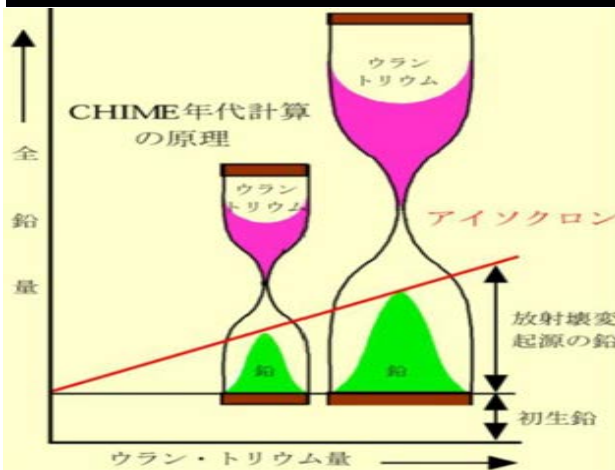


図 7-2: CHIME 年代測定法の概要 (<http://www.nendai.nagoya-u.ac.jp/CHIME/isochron.html>).

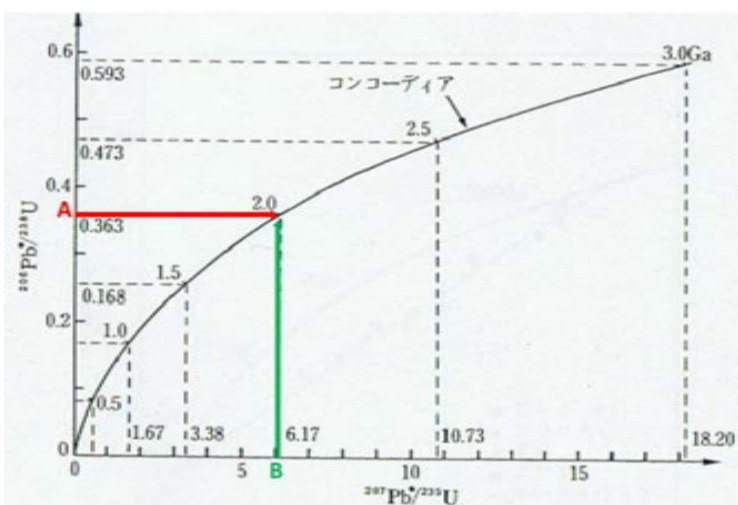


図 7-3: コンコーディア図.



図 7-6: 椀掛けに使用する道具.



図 7-7: 椀掛けの様子.



図 7-8: 重液分離に使用する道具.



図 7-9: 重液分離に使用する分液ロートなどをロート台にセットした様子.

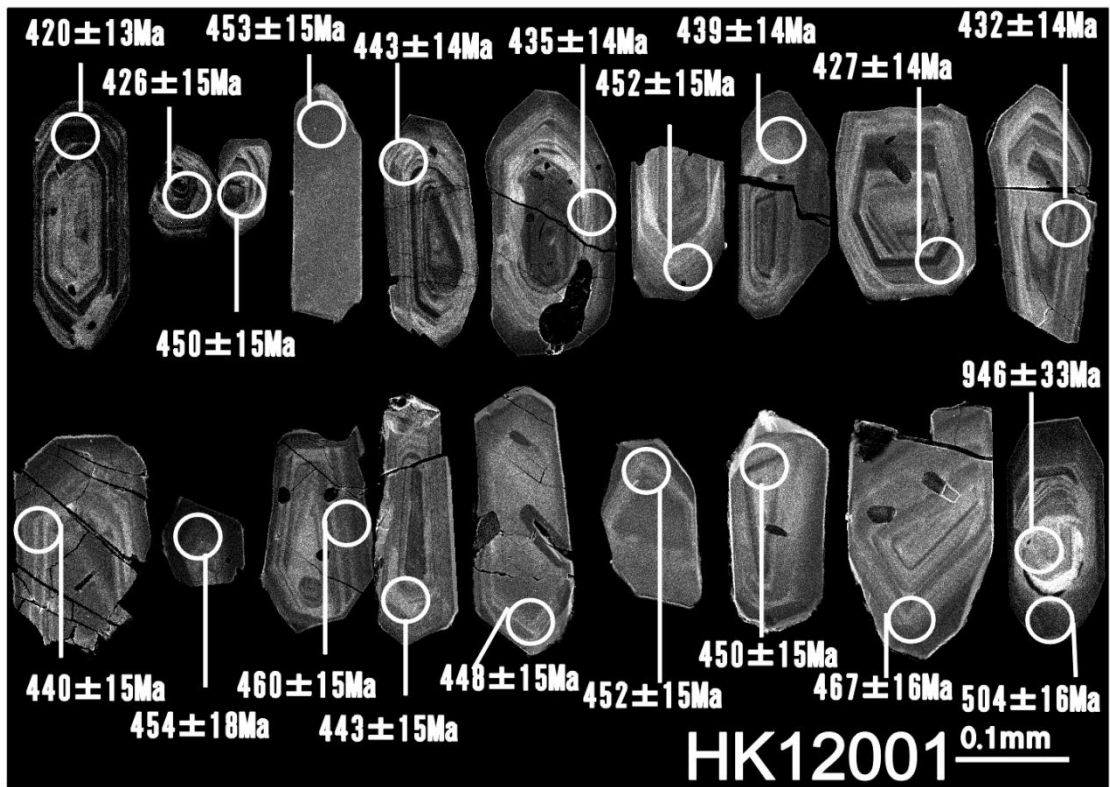


図 7-10: HK12001 の CL 像.

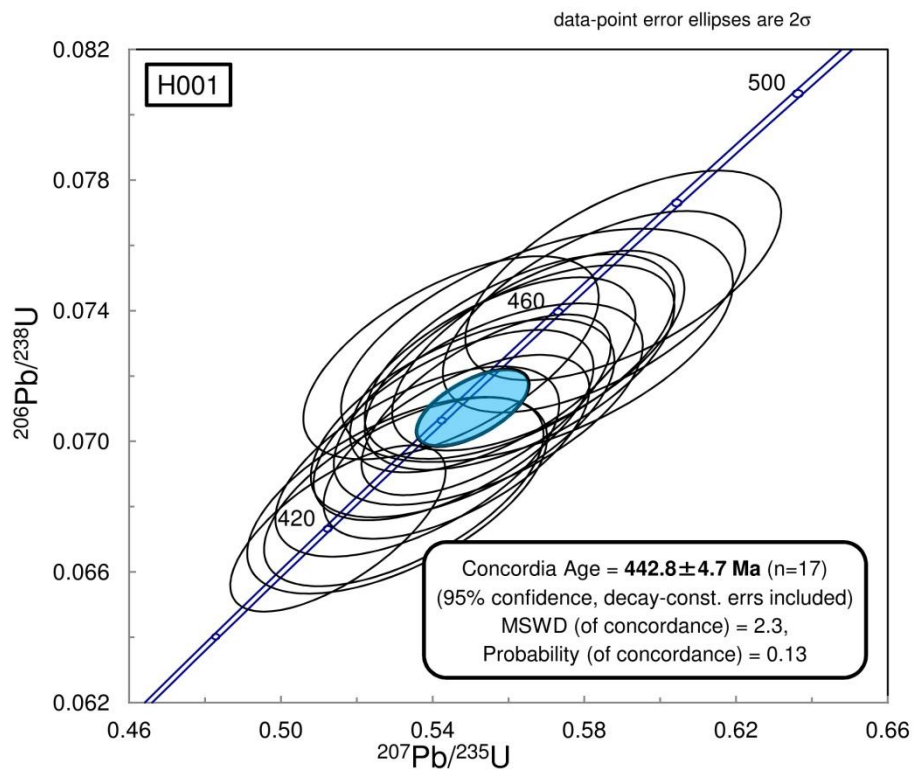


図 7-11: HK12001 のコンコードディア図.

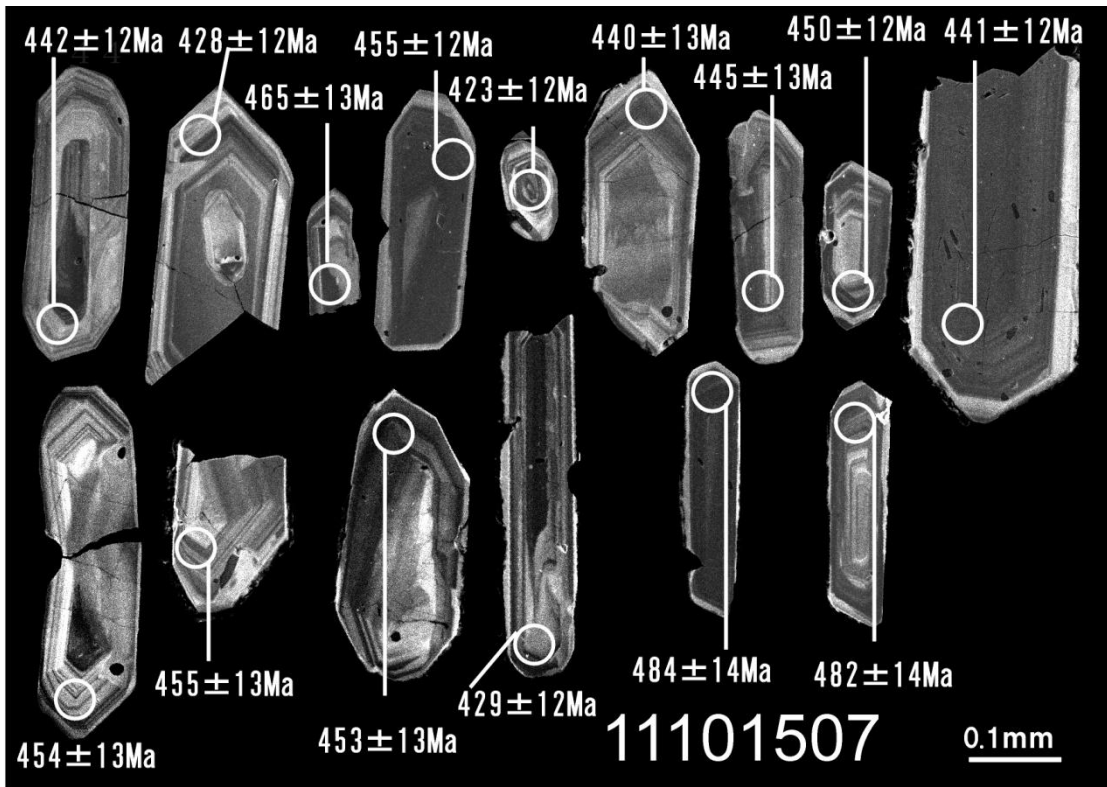


図 7-12: 11101507 の CL 像.

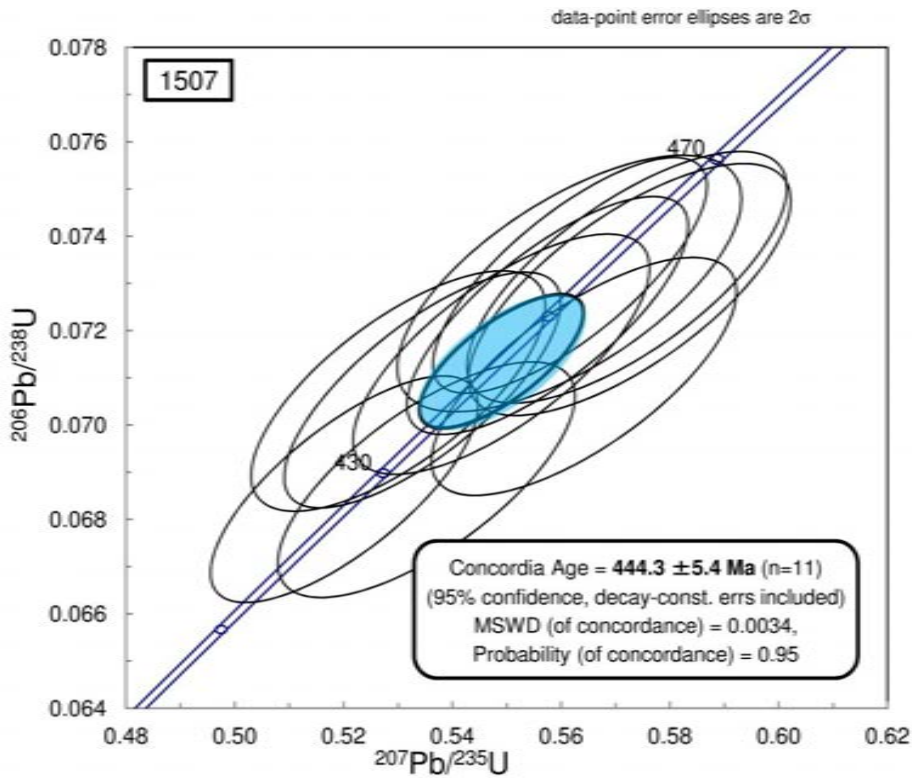


図 7-13: 11101507 のコンコーディア図

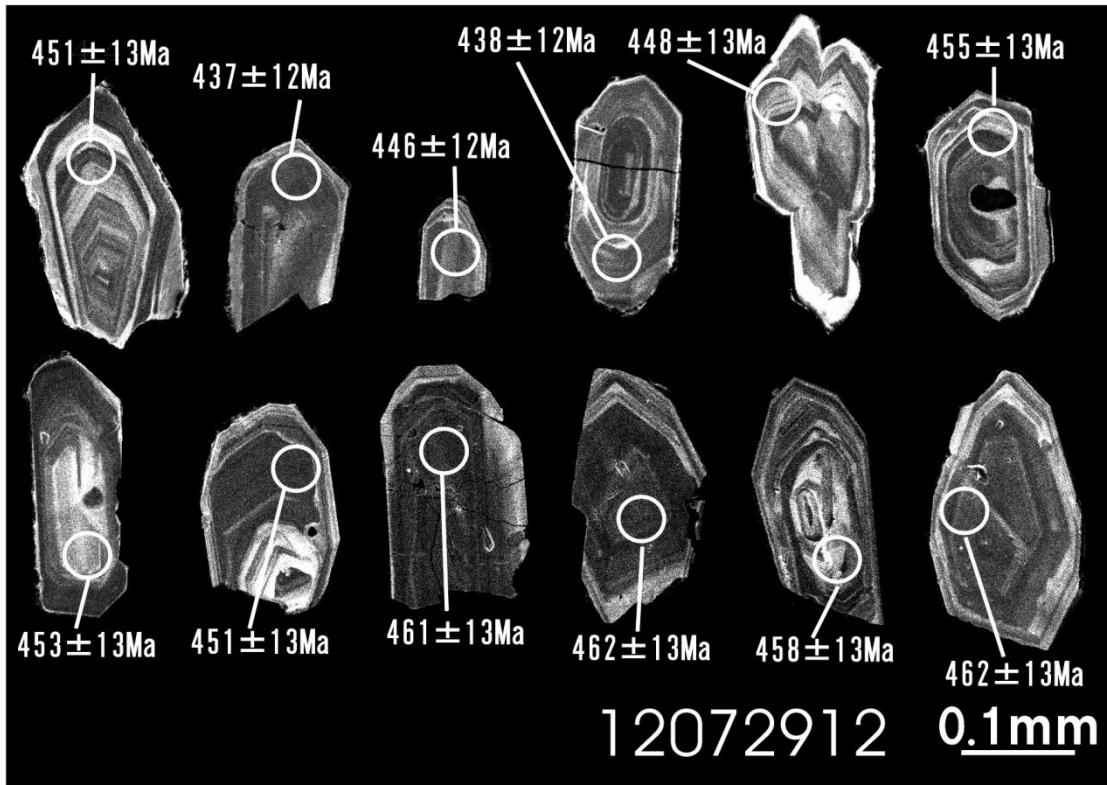


図 7-14: 12072912 の CL 像.

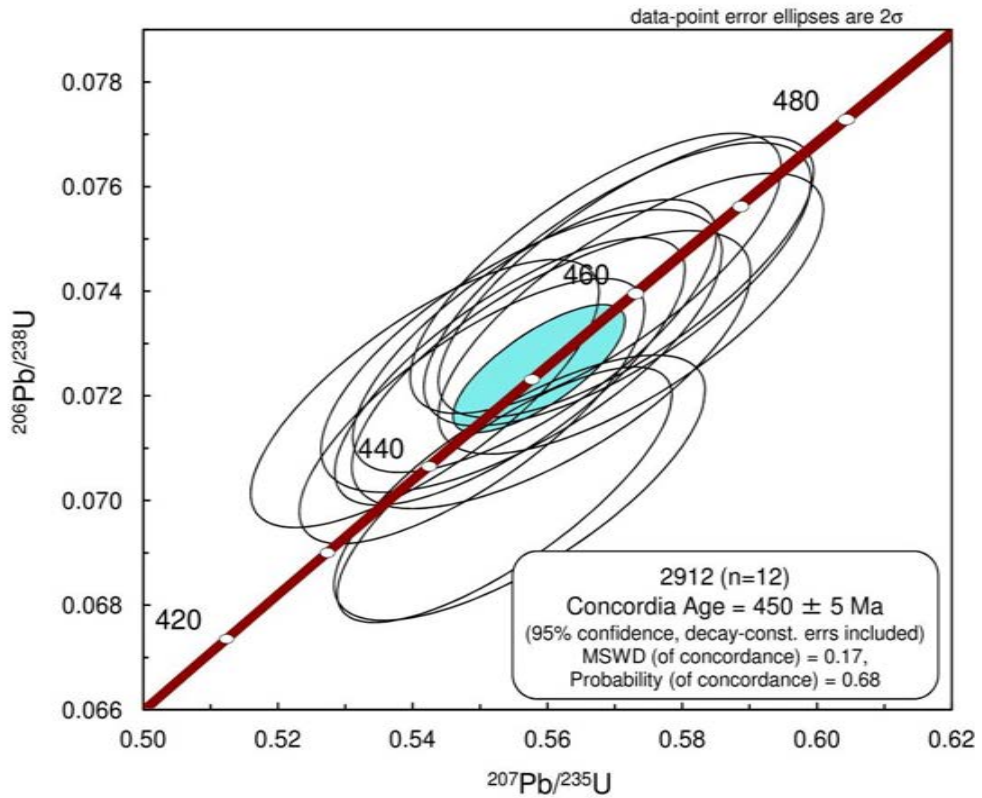


図 7-15: 12072912 のコンコーディア図.

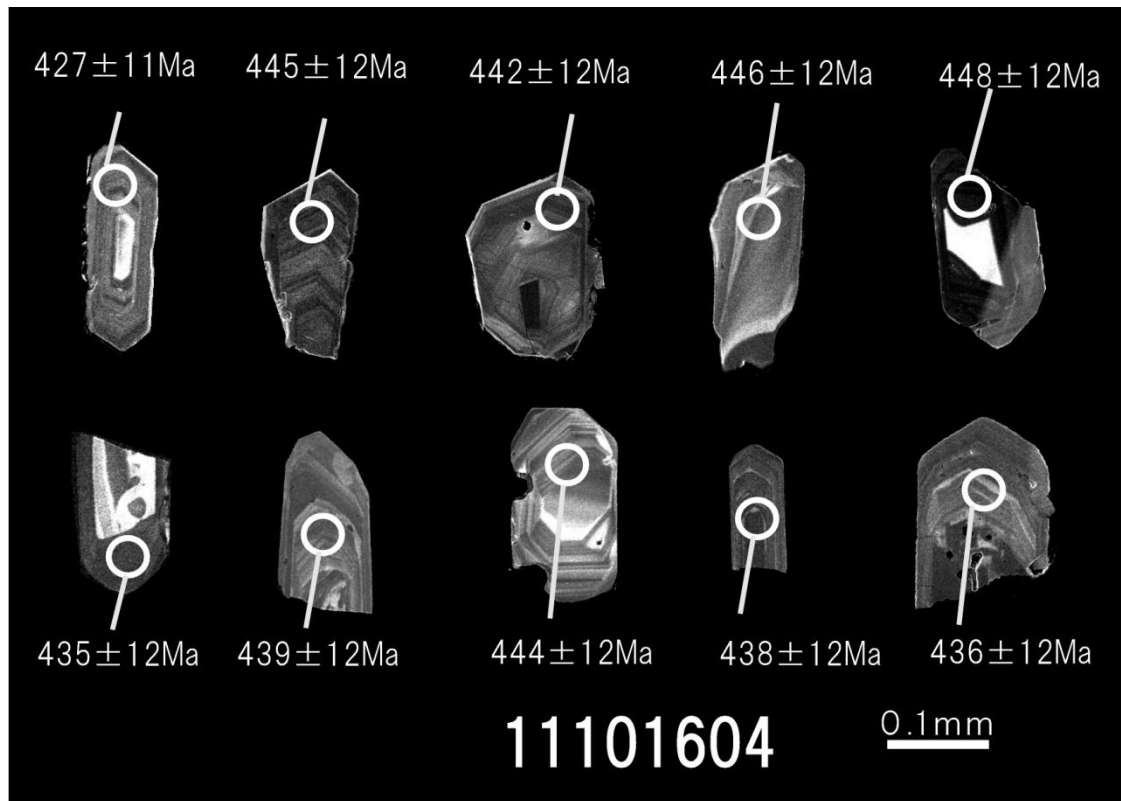


図 7-16: 11101604 の CL 像.

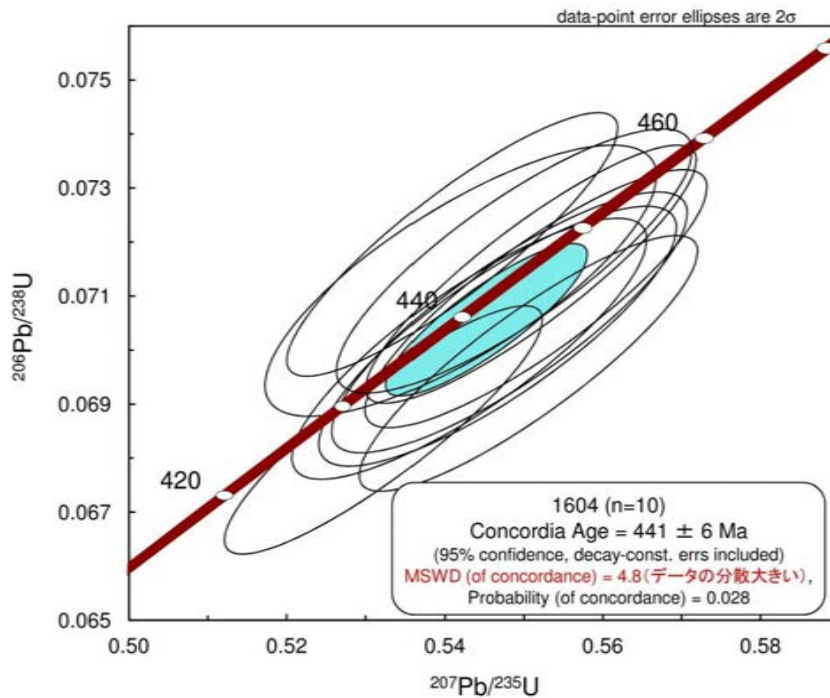


図 7-17: 11101604 のコンコーディア図.

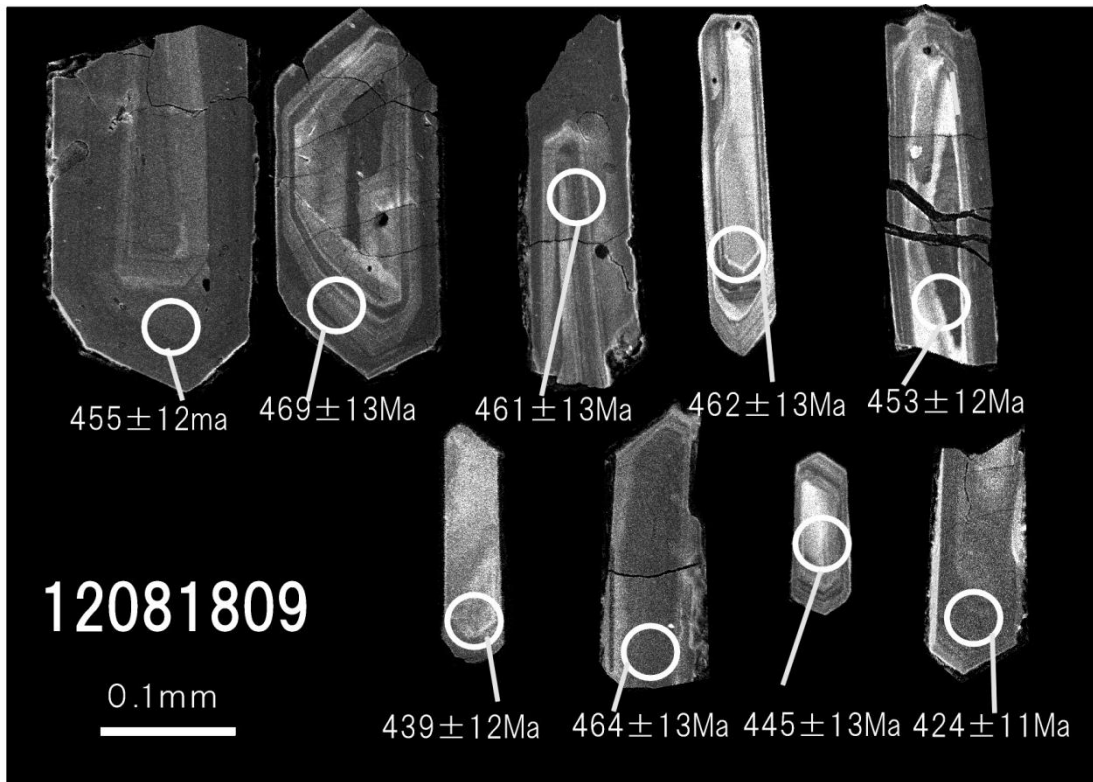


図 7-18: 120818091 の CL 像.

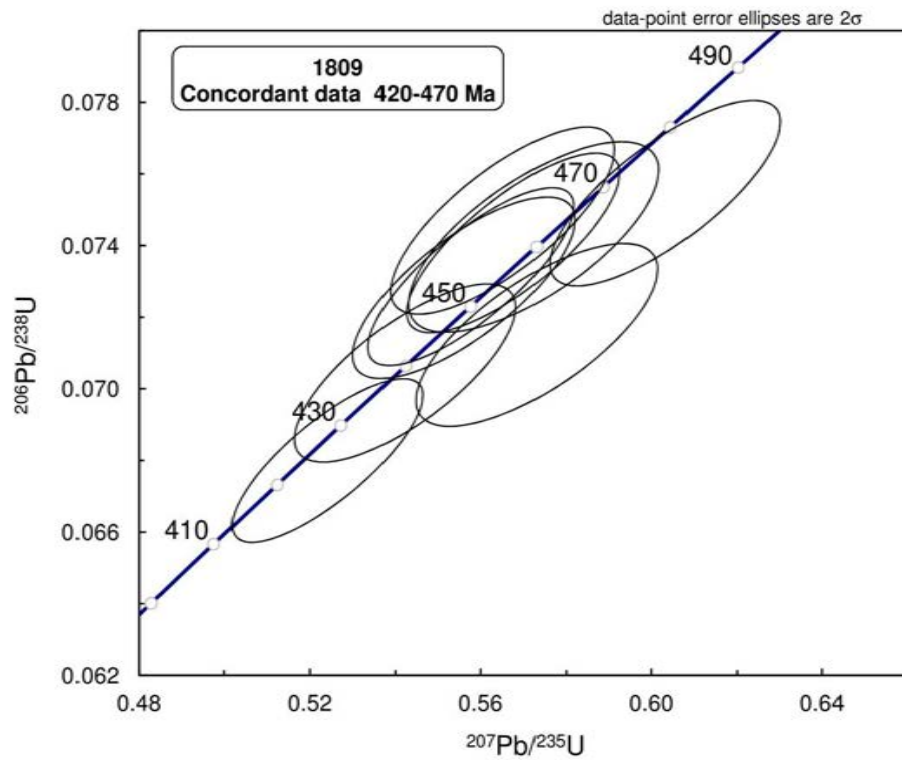


図 7-19: 12081809 のコンコーディア図.

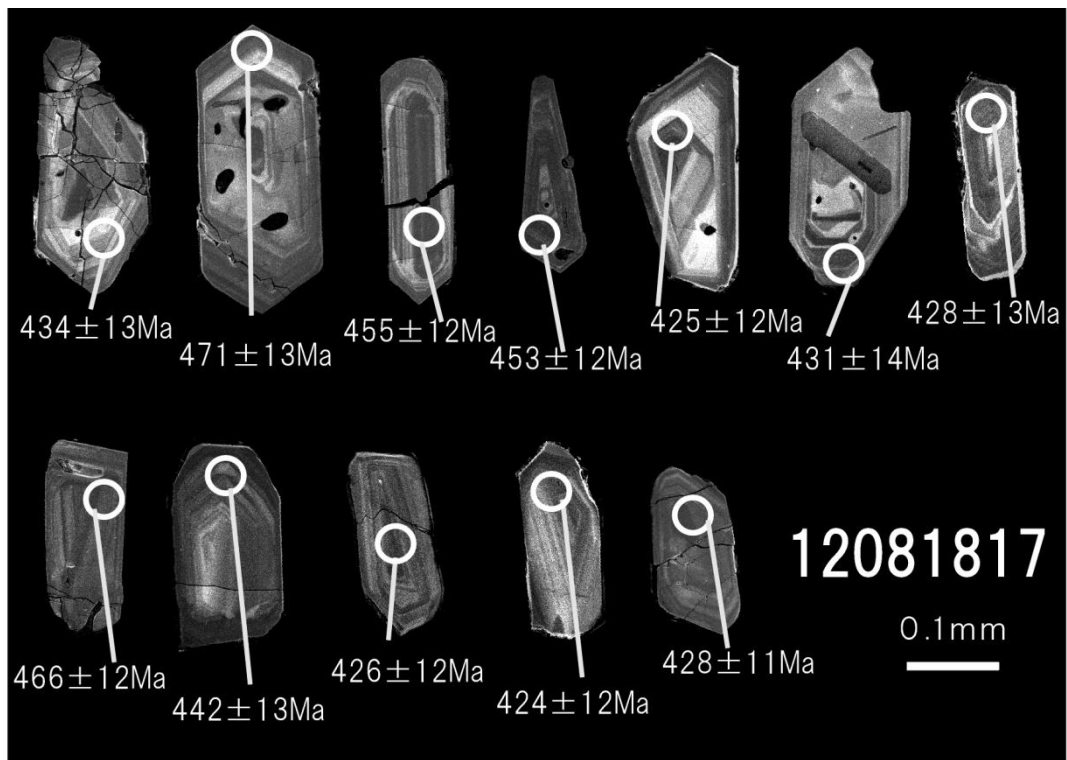


図 7-20: 12081817 の CL 像.

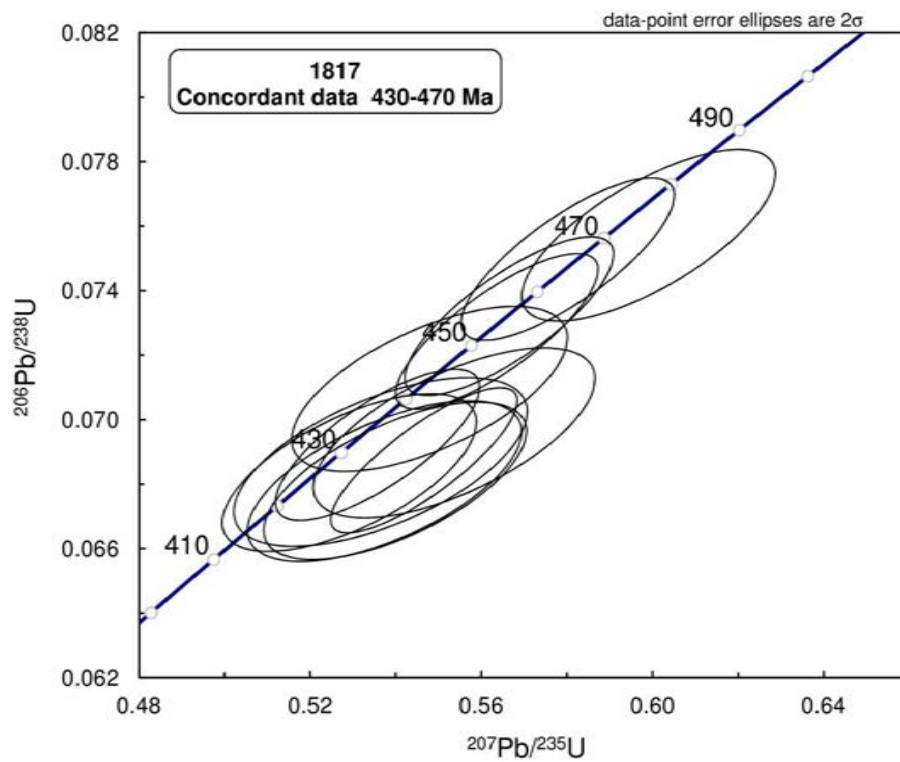


図 7-21: 12081817 のコンコーディア図.

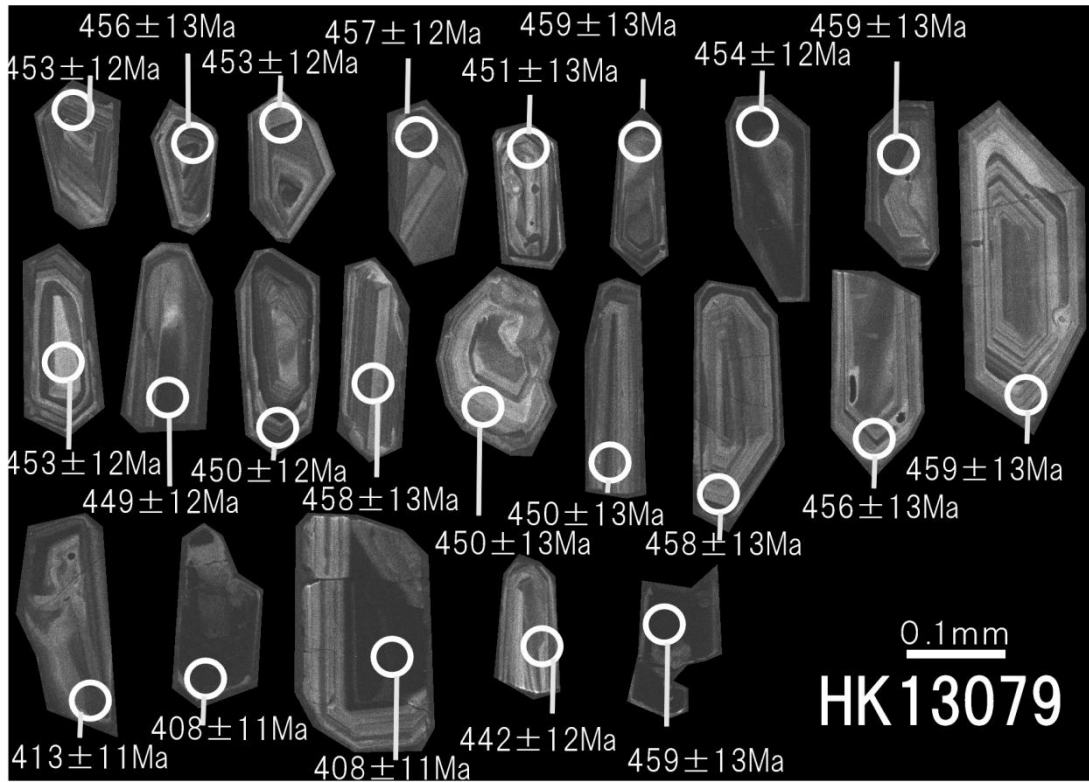


図 7-22: HK13079 の CL 像.

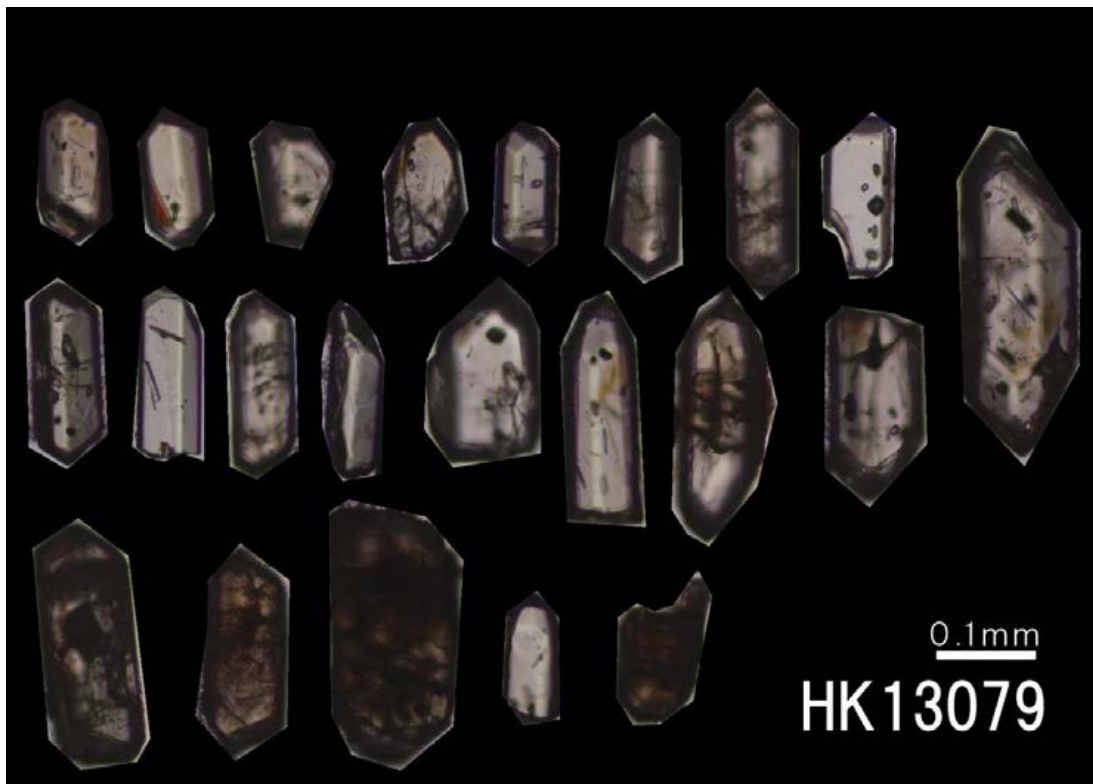


図 7-23: HK13079 の透過写真.

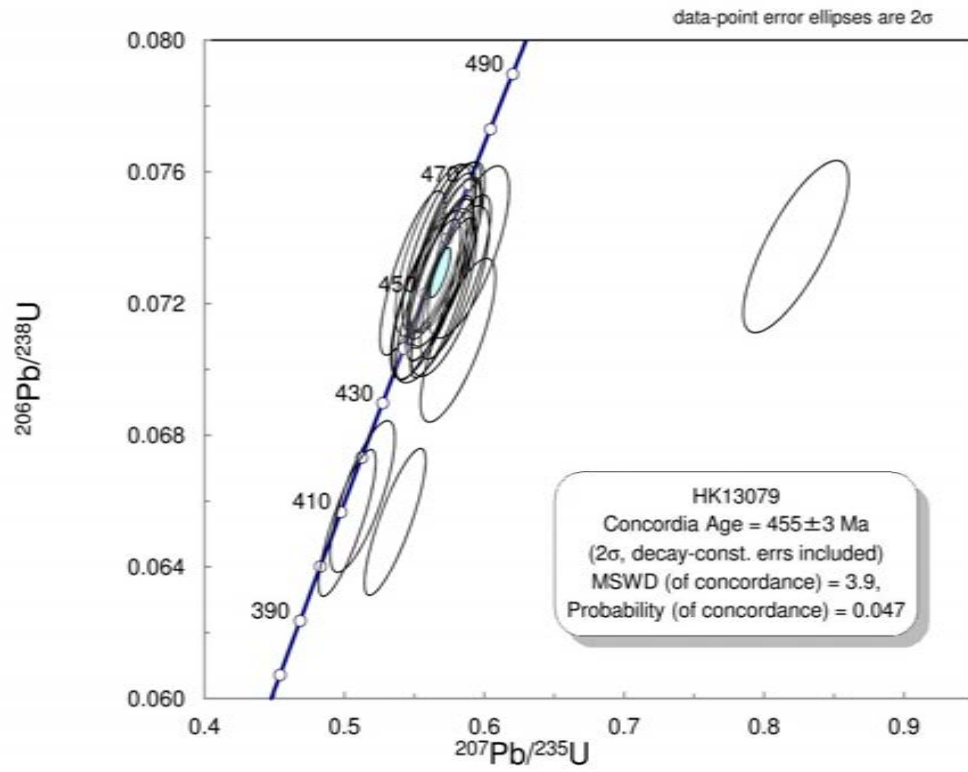


図 7-24: HK13079 のコンコーディア図.

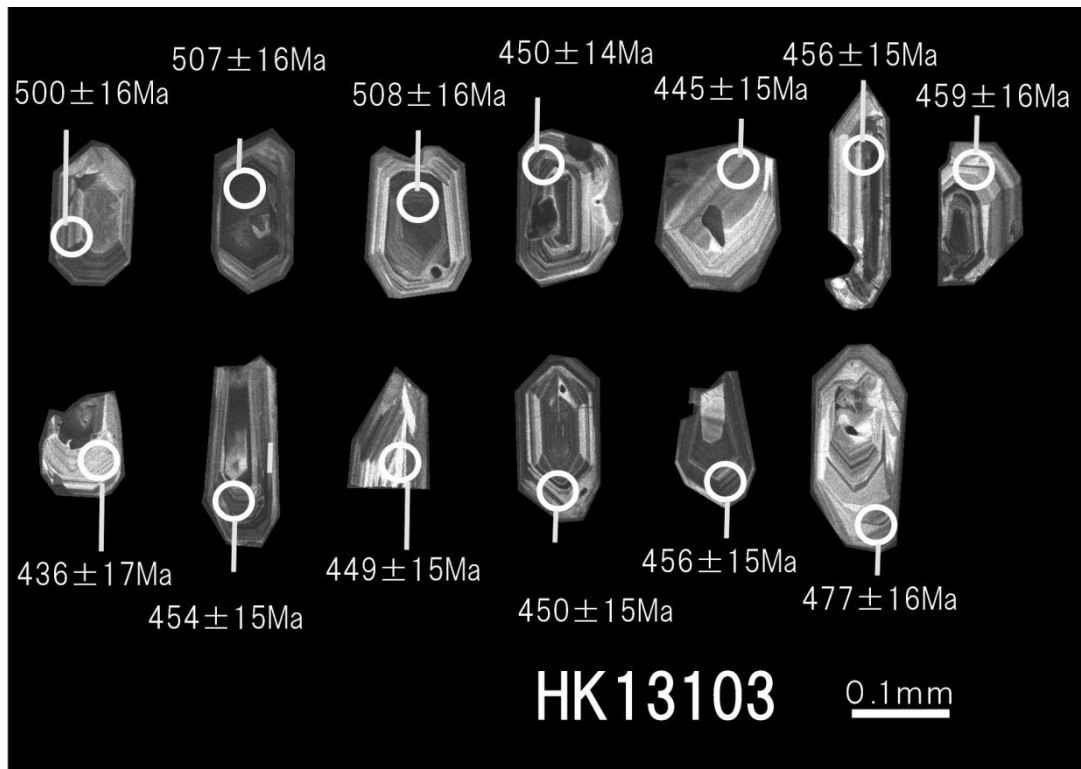


図 7-25: HK13103 の CL 像.

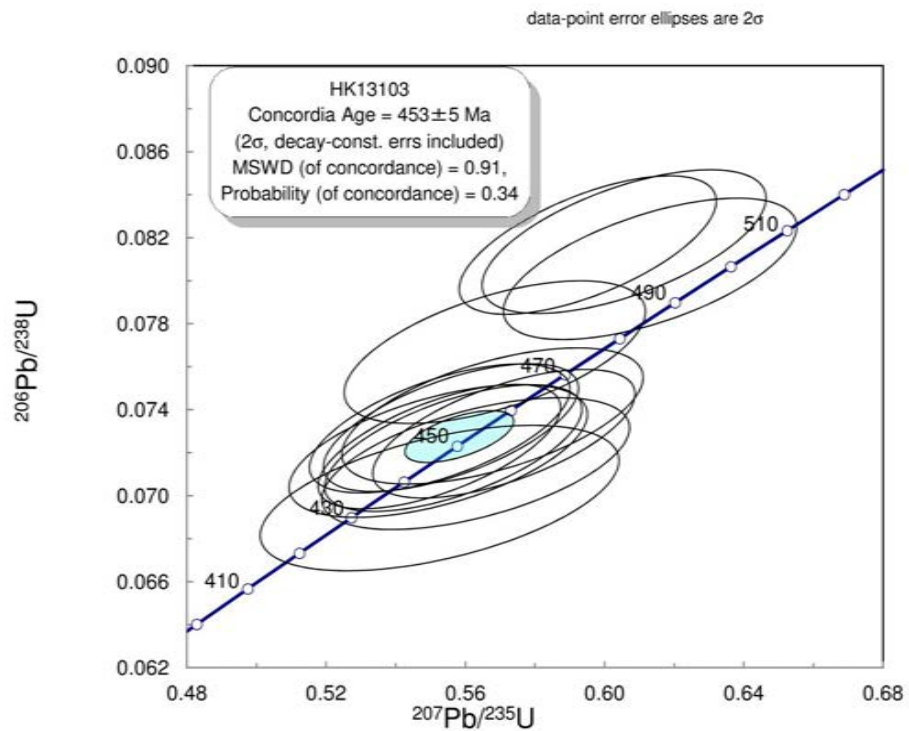


図 7-26: HK13103 のコンコーディア図.

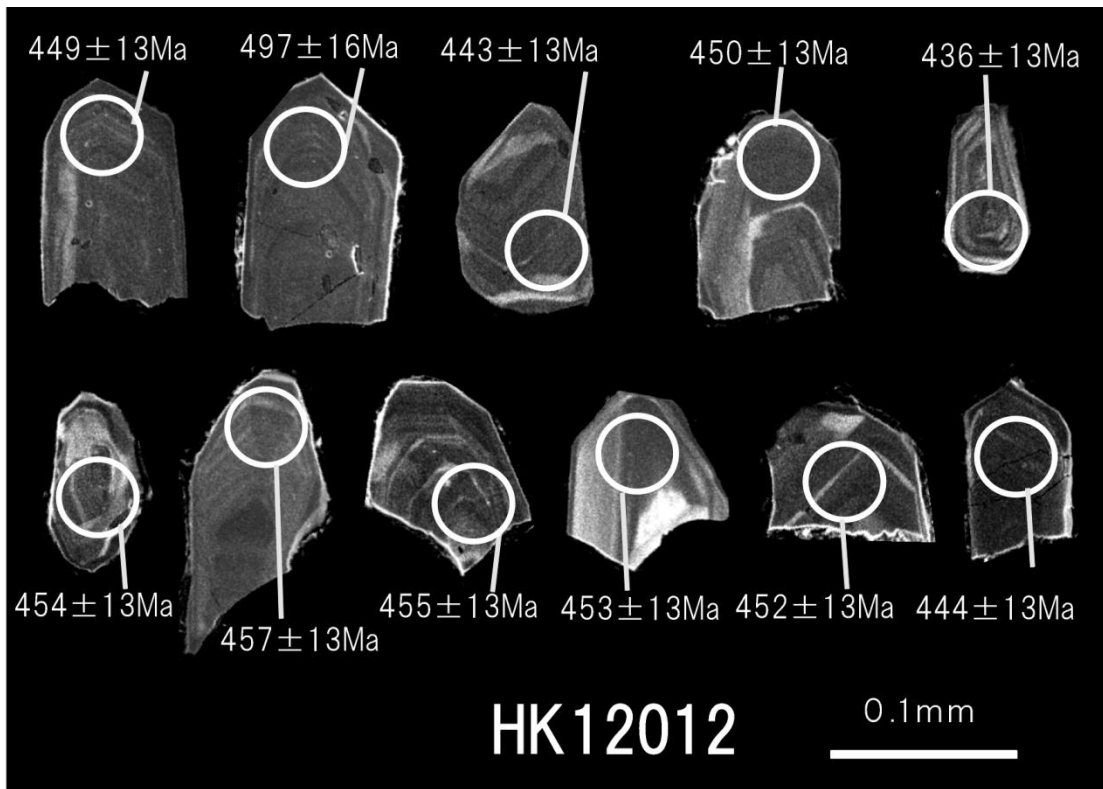


図 7-27: HK12012 の CL 像.

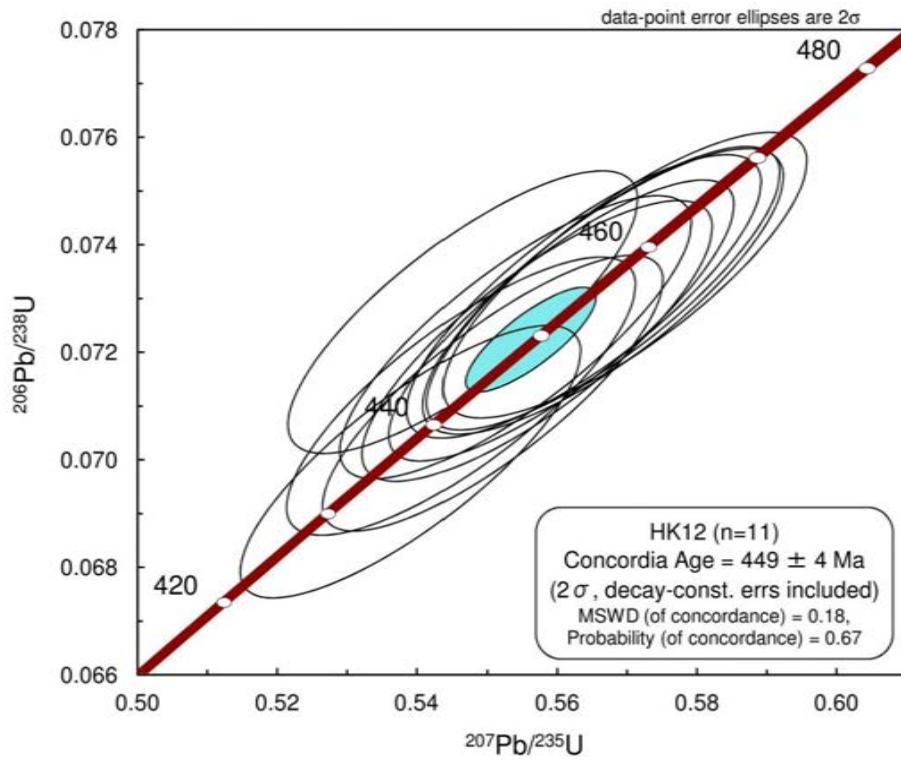


図 7-28: HK12012 のコンコーディア図.

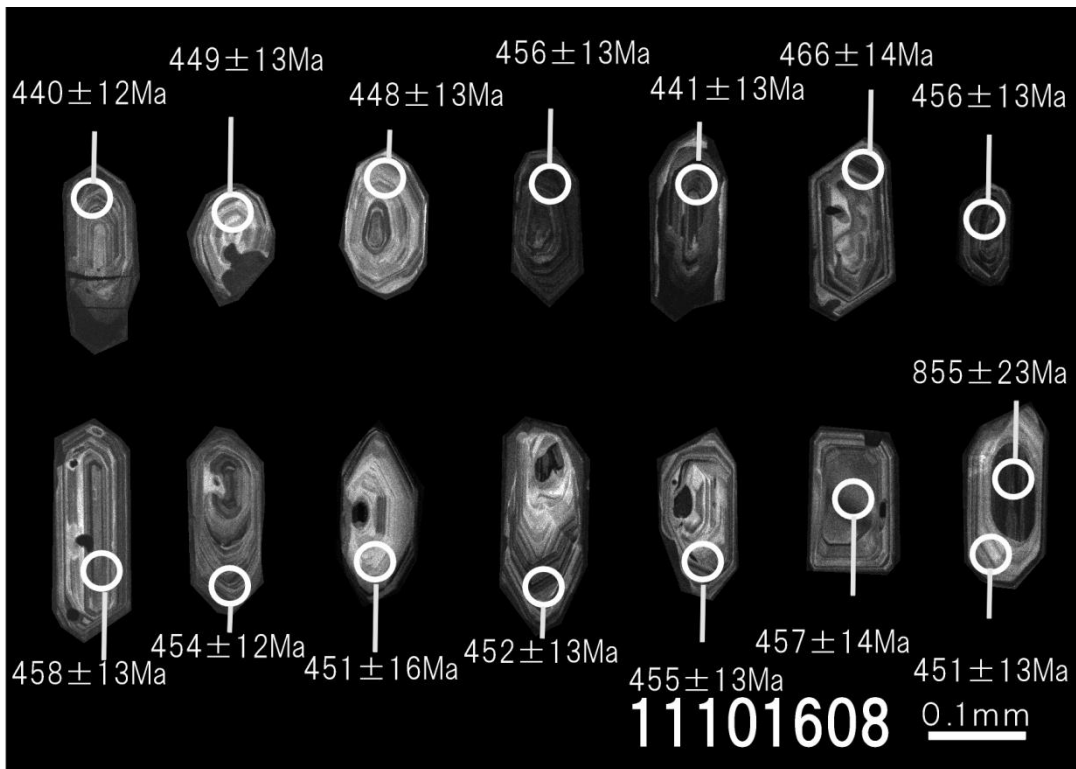


図 7-29: 11101608 の CL 像.

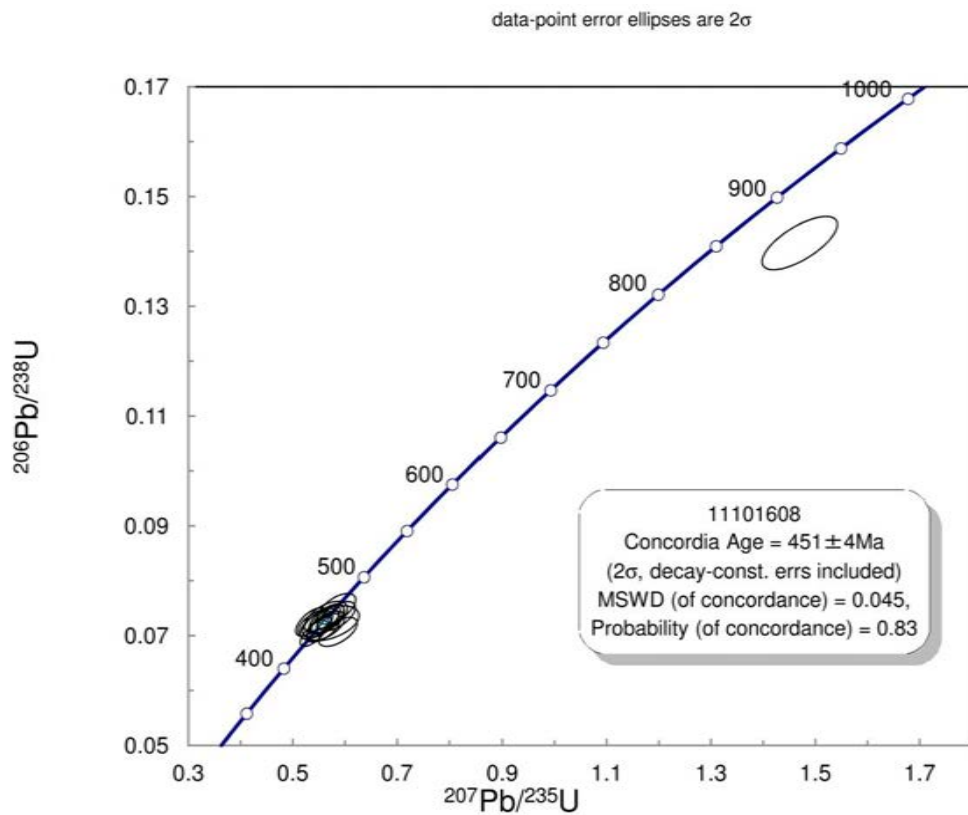


図 7-30: 11101608 のコンコーディア図.

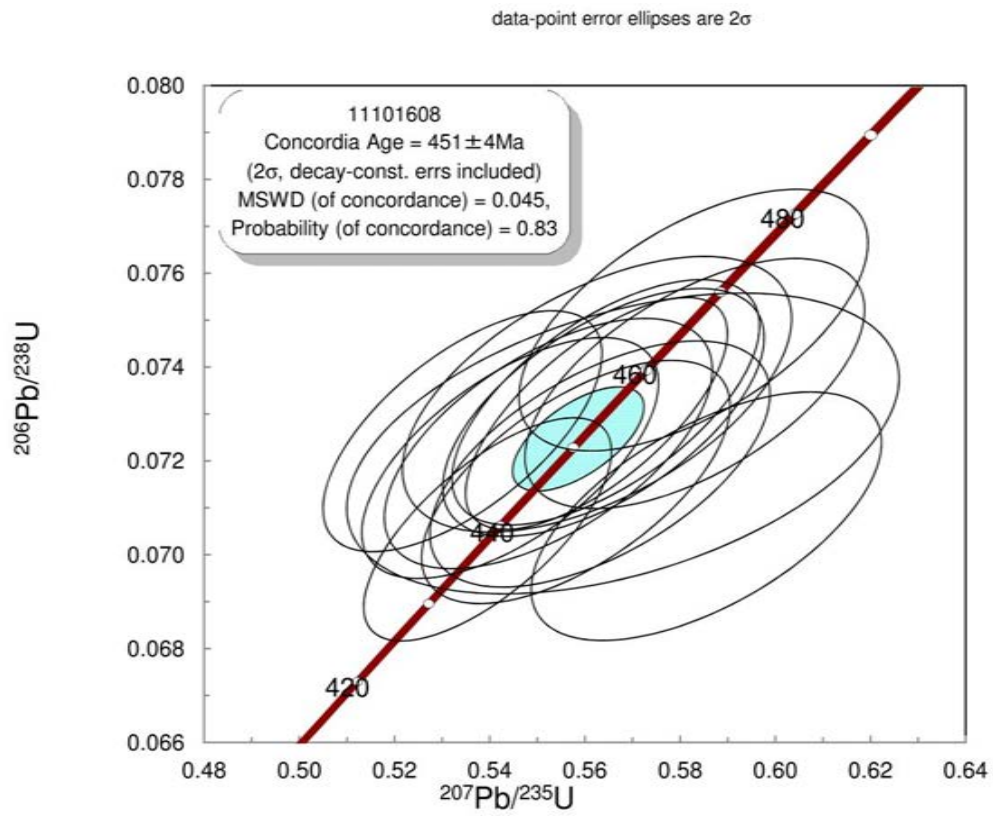


図 7-31: 11101608 のコンコーディア図(拡大).

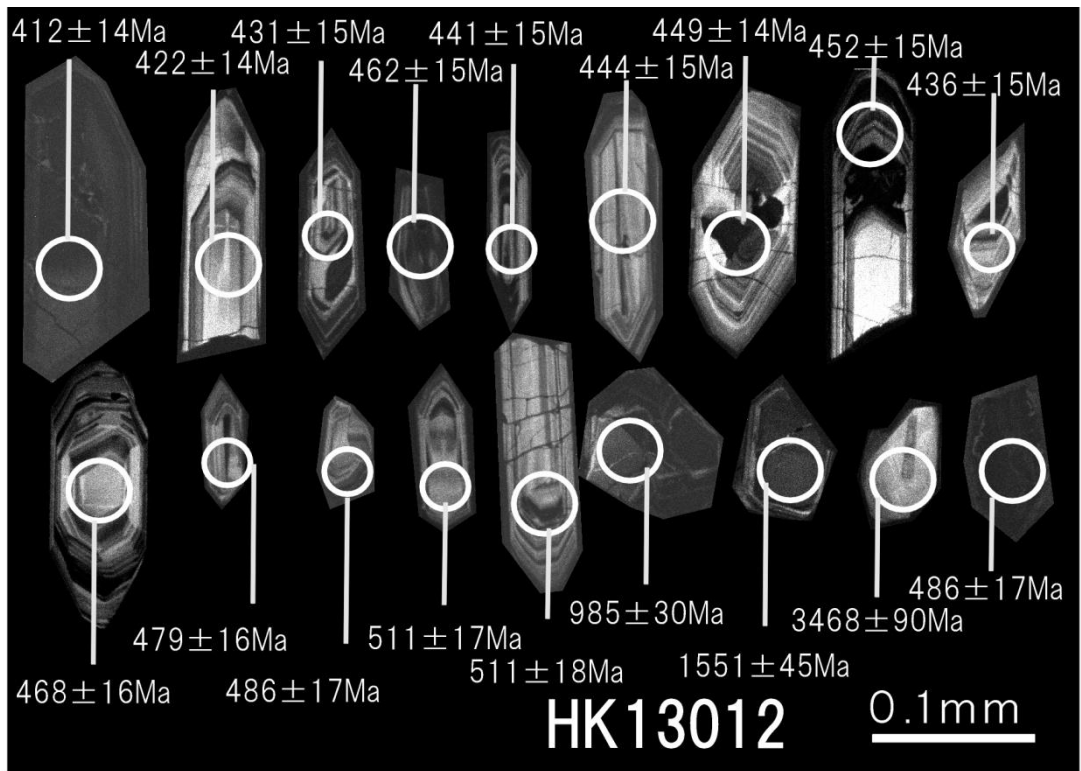


図 7-32: HK13012 の CL 像

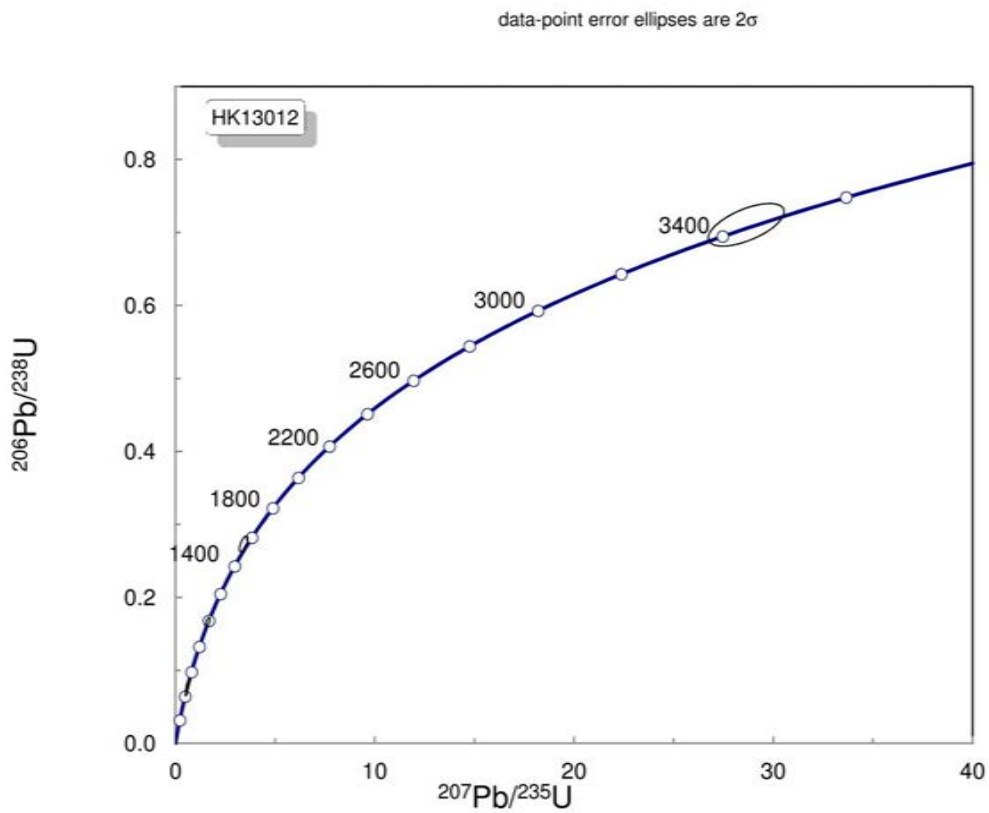


図 7-33: HK13012 のコンコードディア図.

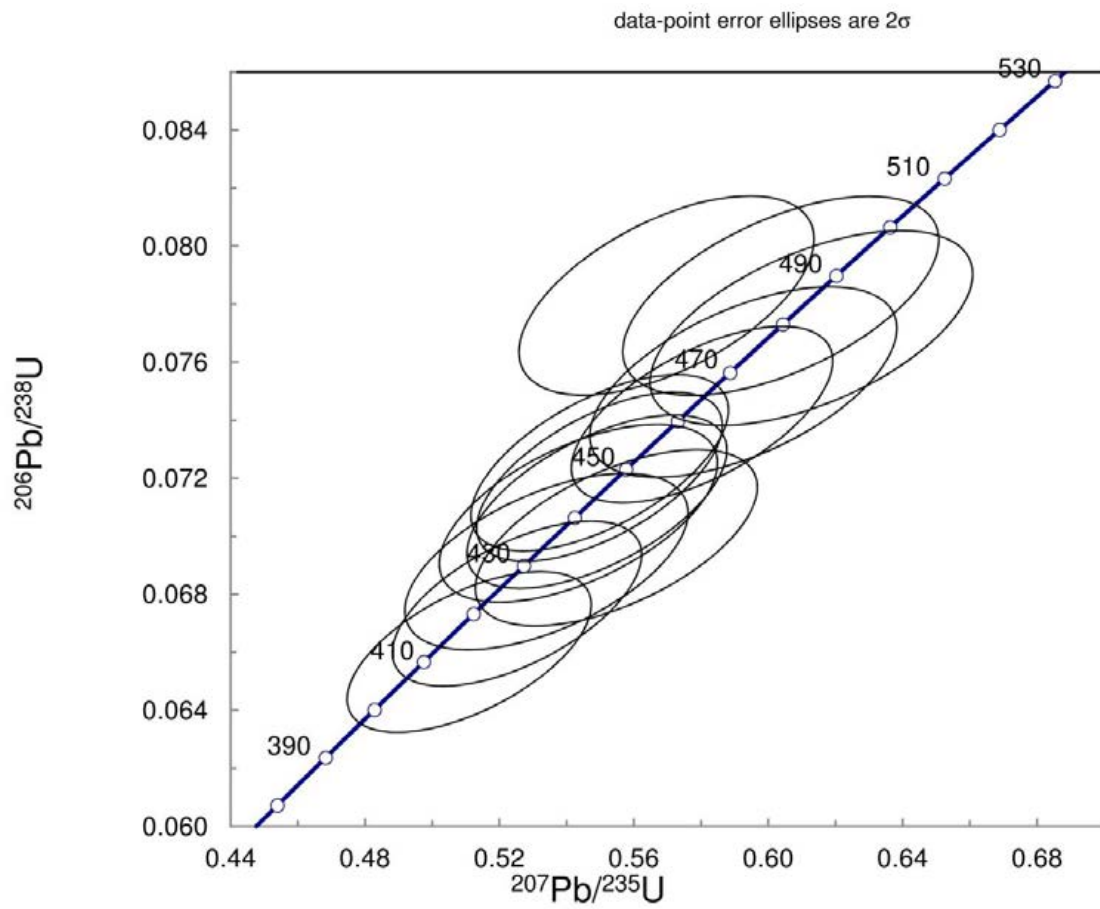


図 7-34: HK13012 のコンコードィア図(拡大).

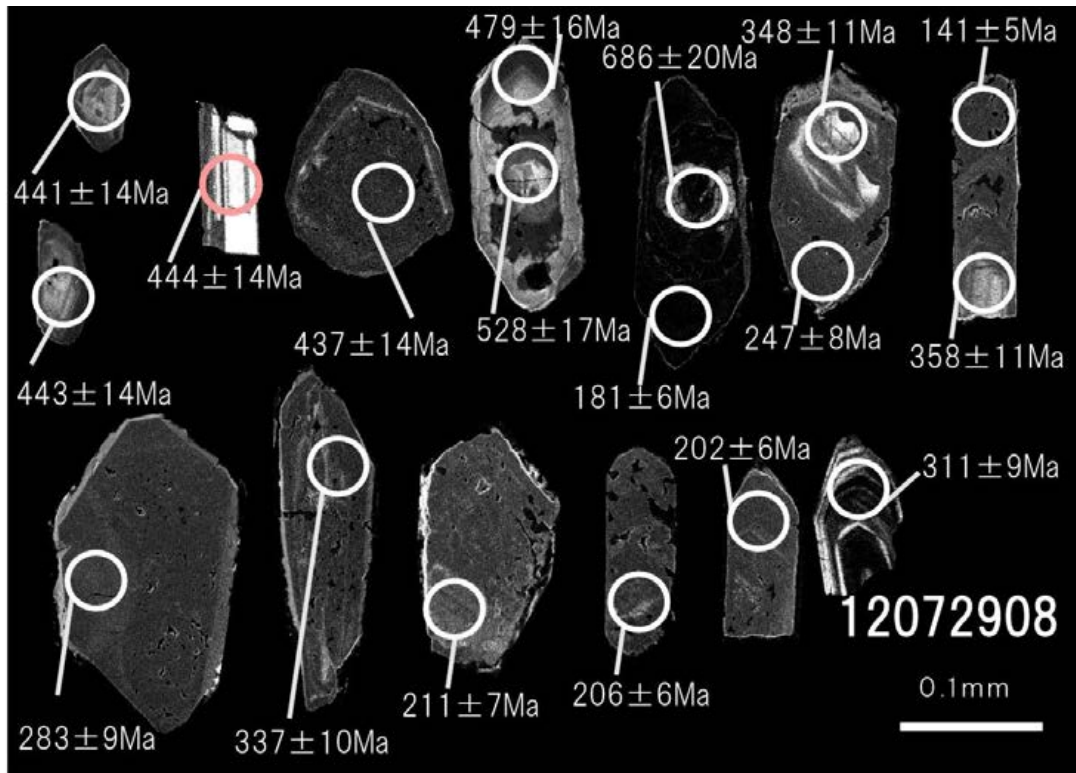


図 7-35: 12072908 の CL 像

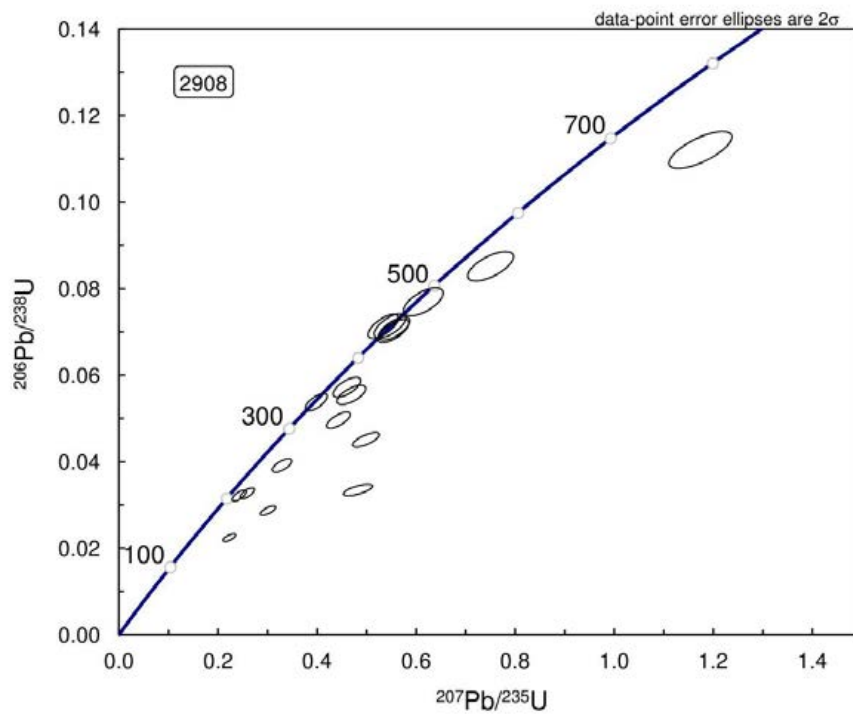


図 7-36: 12081809 のコンコードディア図.

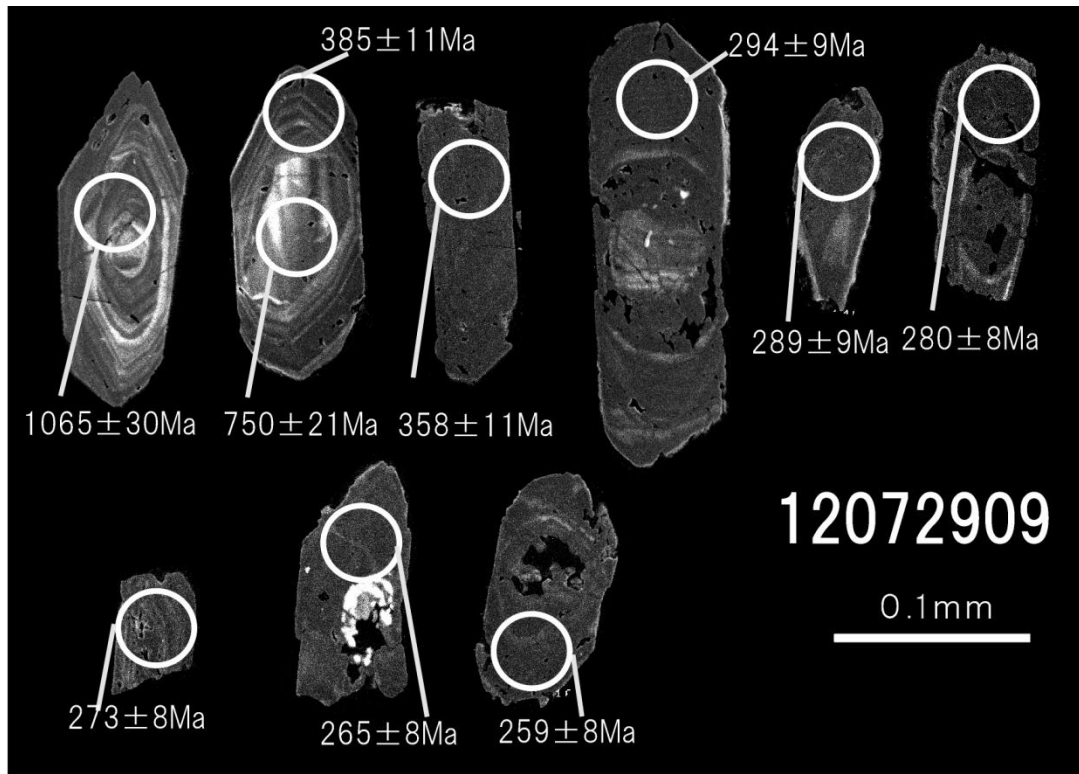


図 7-37: 12072909 の CL 像.

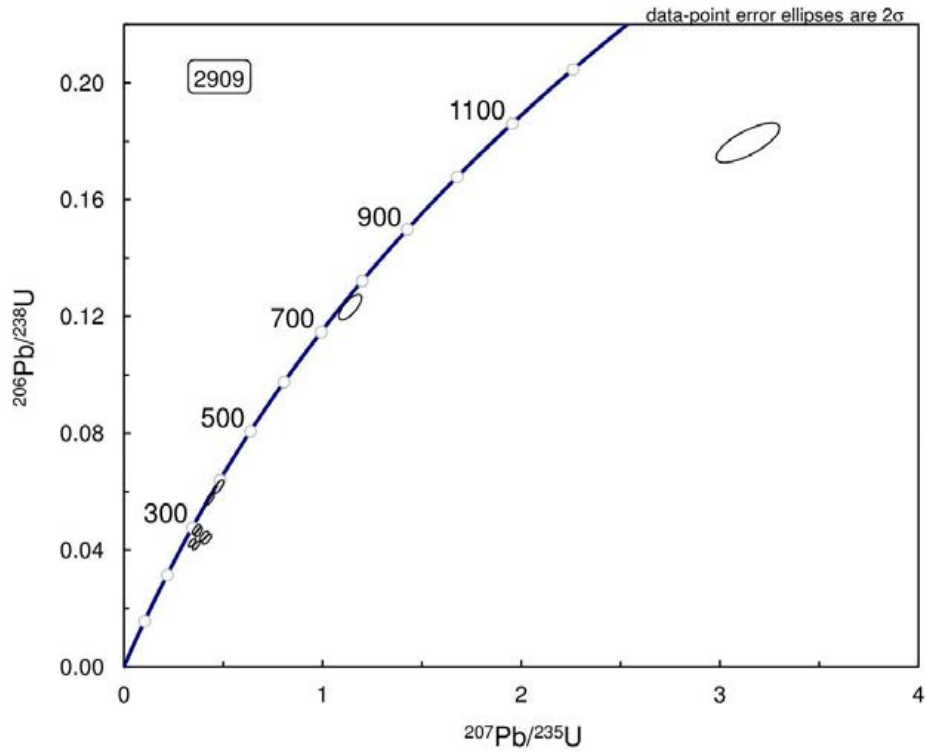


図 7-38: 12072909 のコンコードィア図.

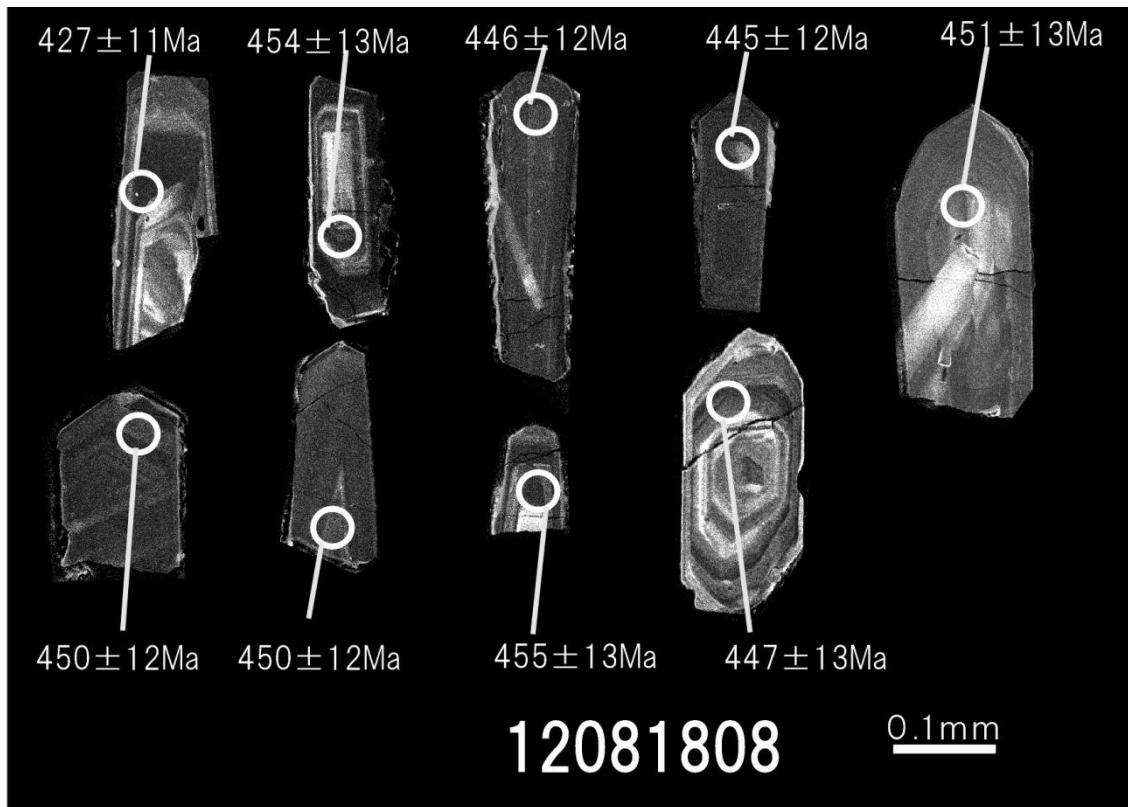


図 7-39: 12081808 の CL 像.

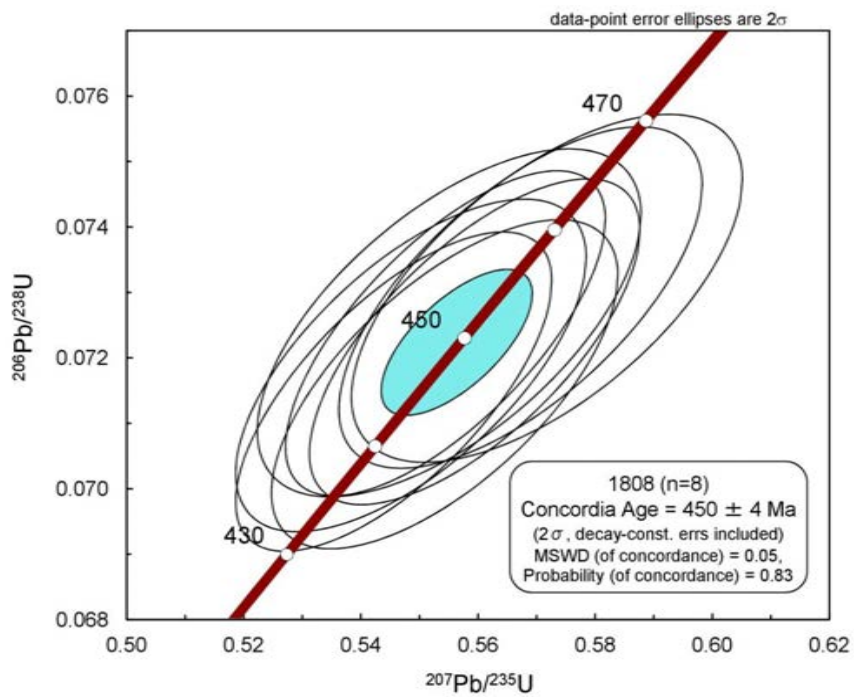


図 7-40: 12081808 のコンコーディア図.

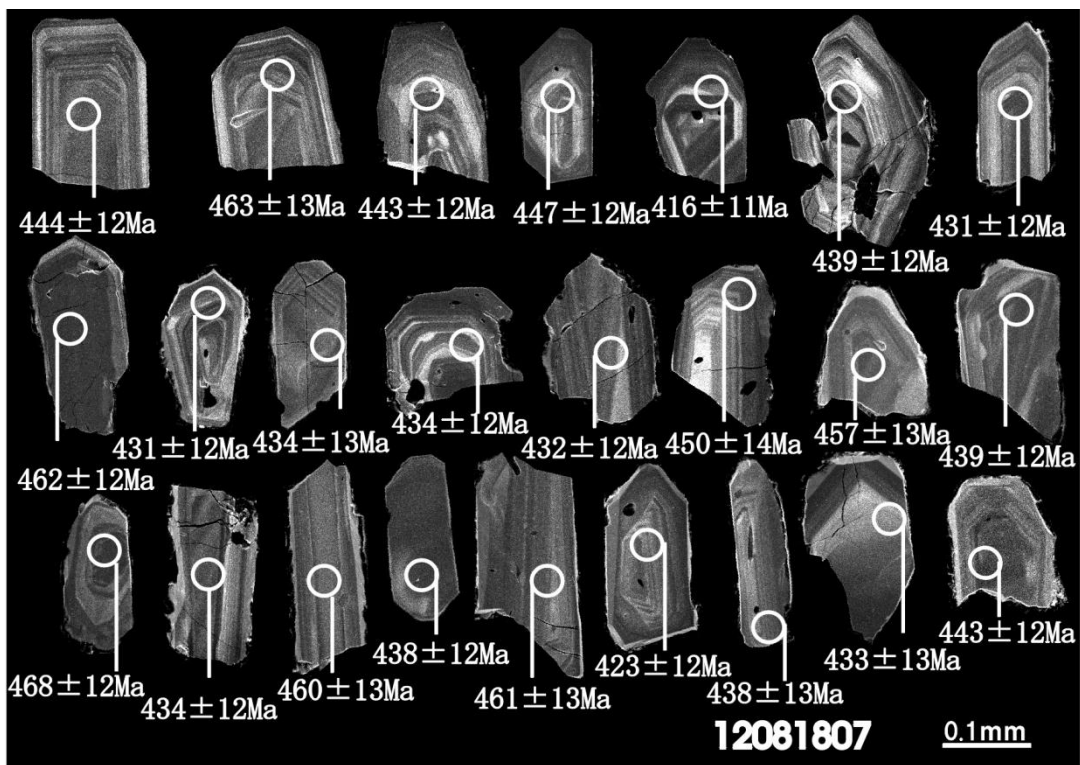


図 7-41: 12081807 の CL 像.

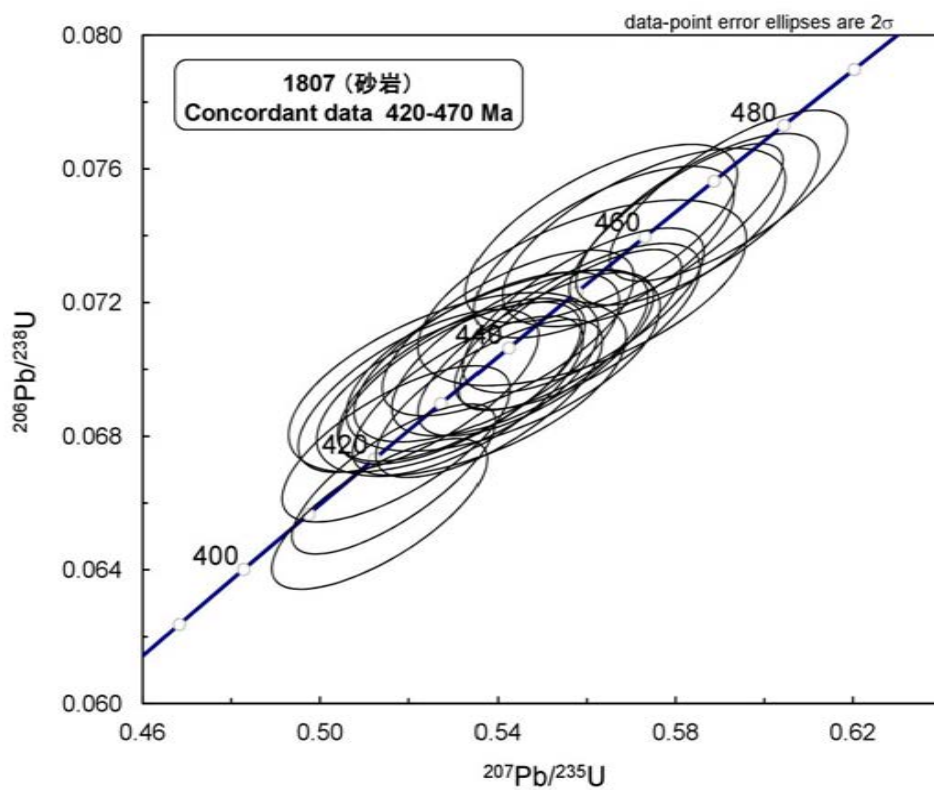


図 7-42: 12081807 のコンコーディア図.

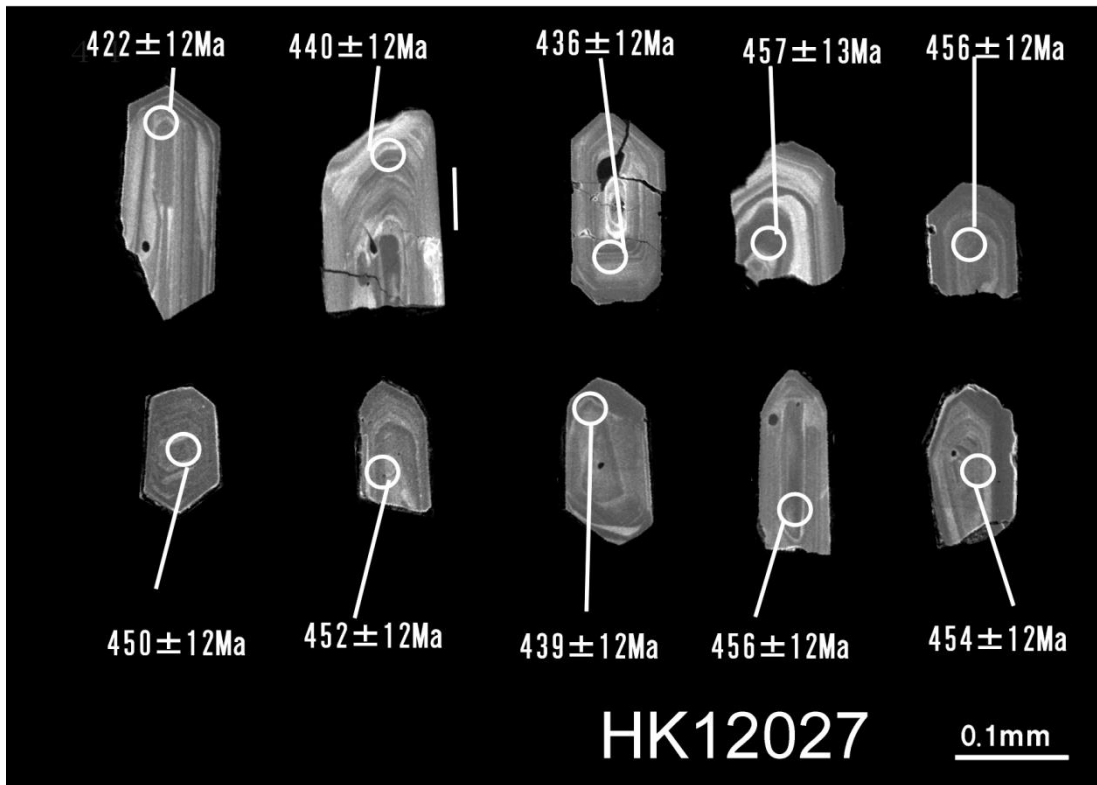


図 7-43: HK12027 の CL 像.

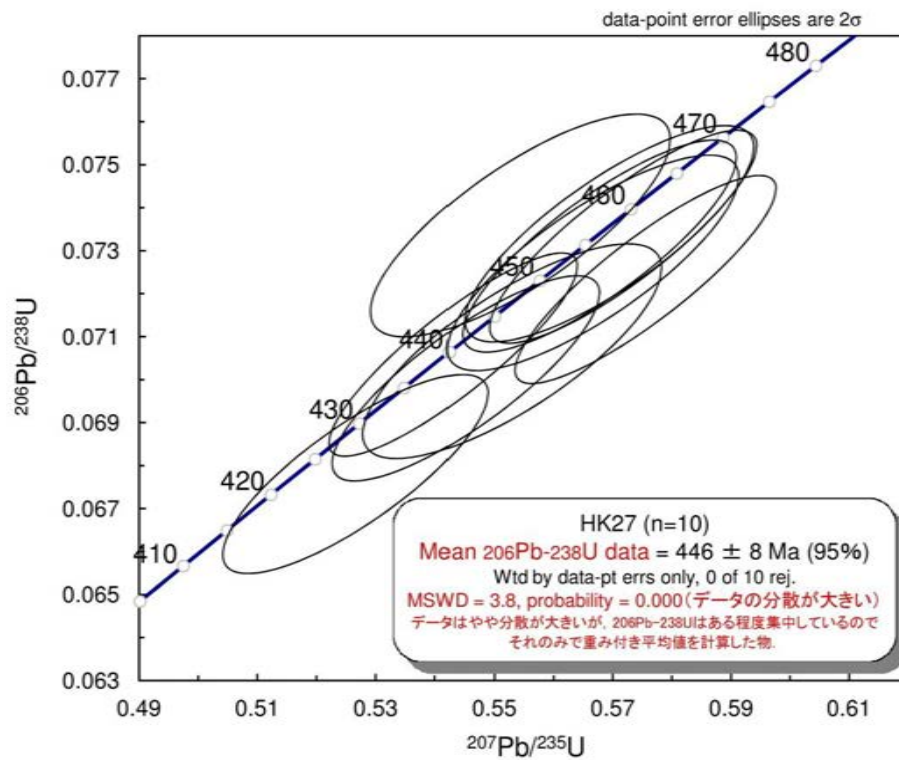


図 7-44: HK12027 のコンコーディア図.

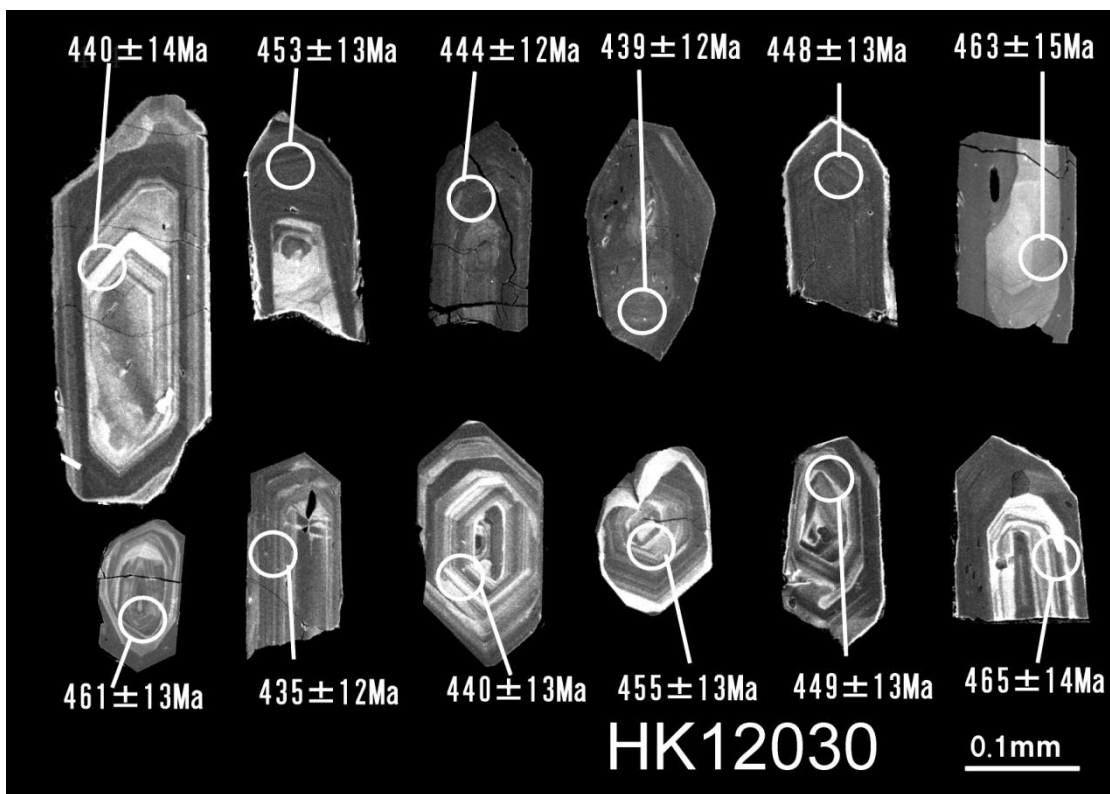


図 7-45: HK12030 の CL 像.

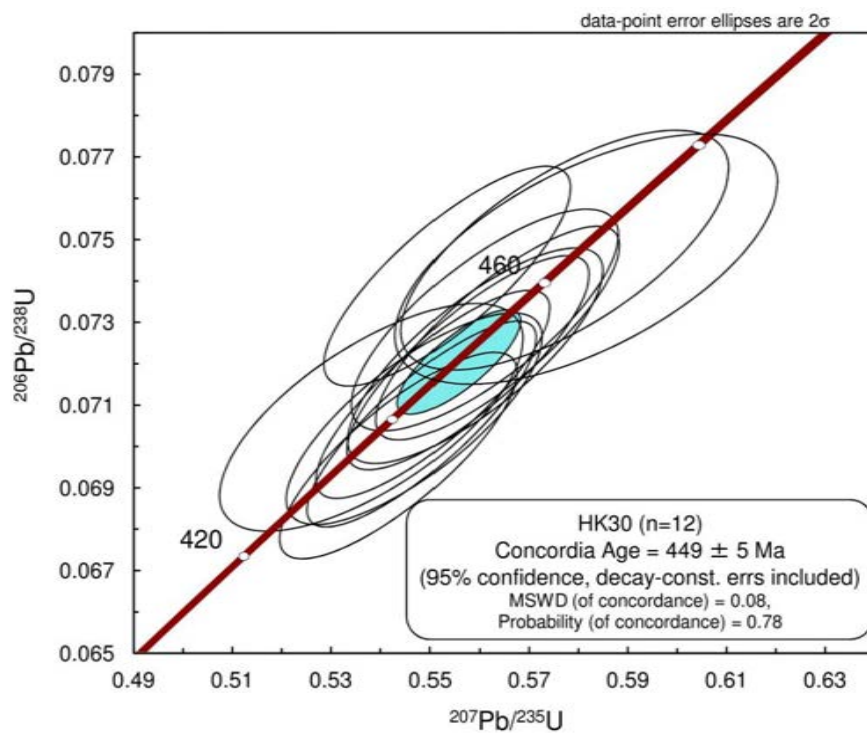


図 7-46: HK13030 のコンコーディア図.

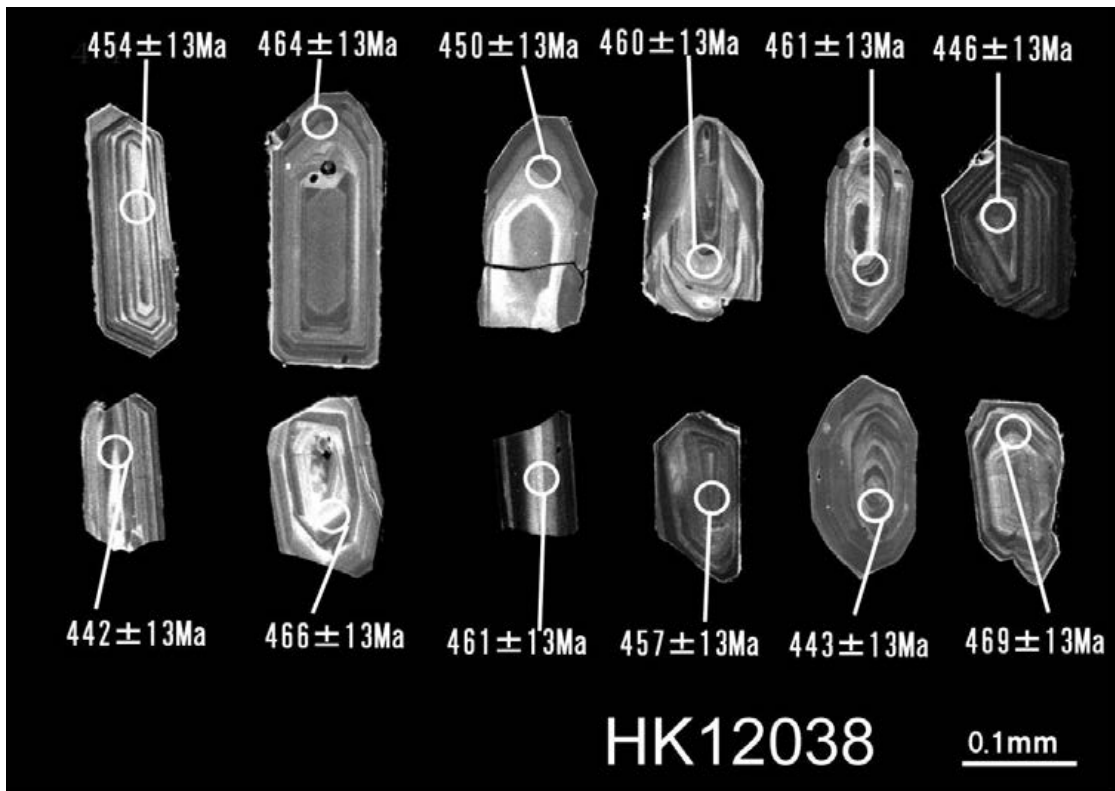


図 7-47: HK12038 の CL 像.

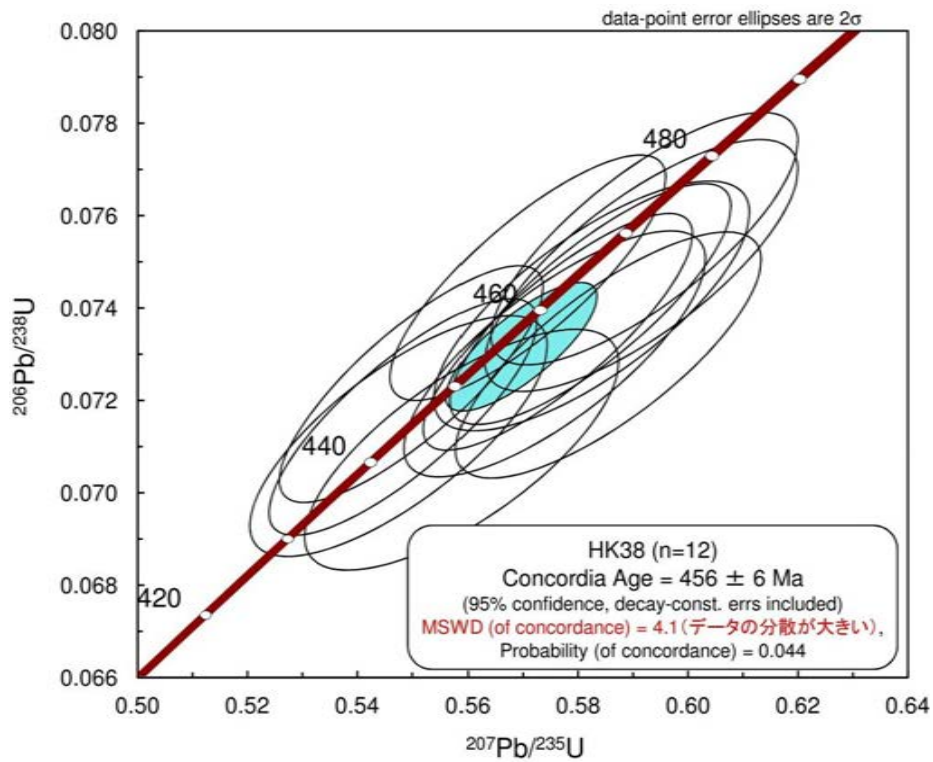


図 7-48: HK12038 のコンコーディア図.

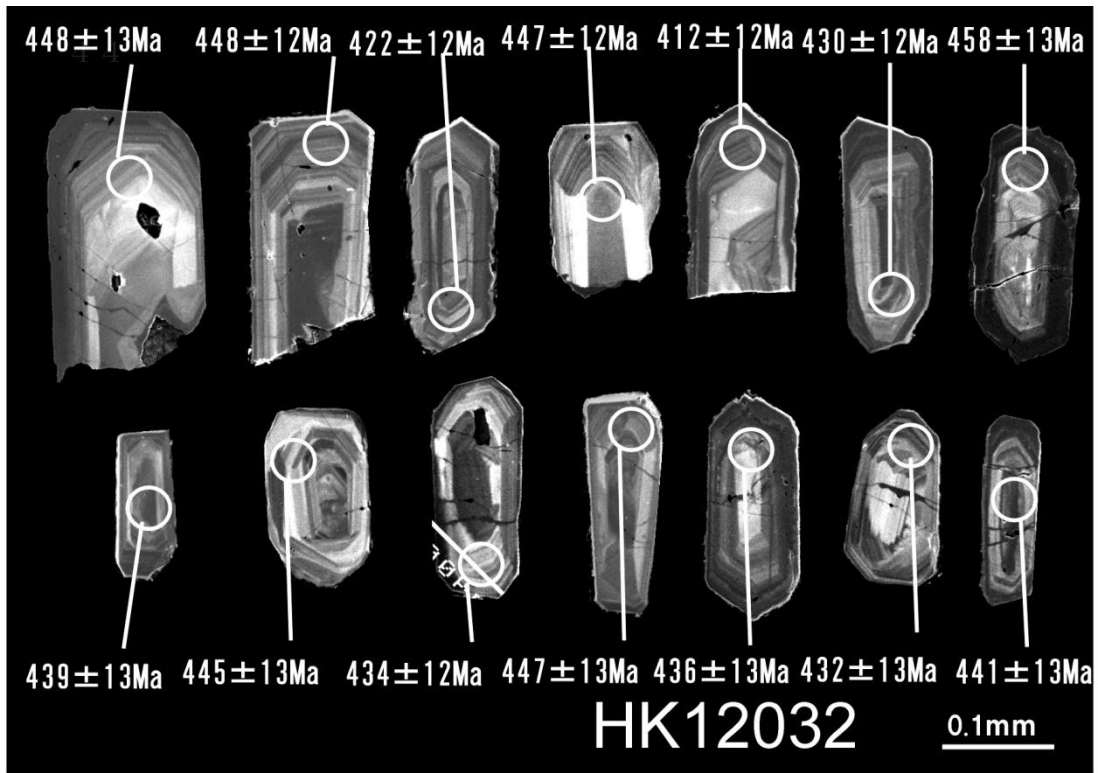


図 7-49: HK12032 の CL 像.

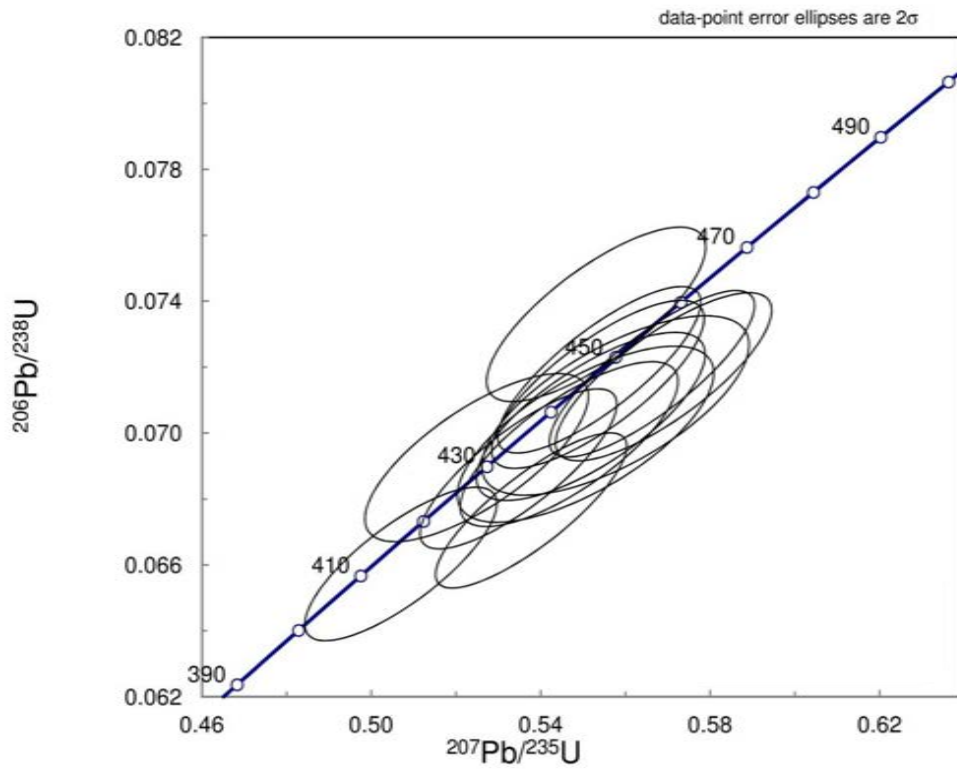


図 7-50: HK12032 のコンコードディア図.

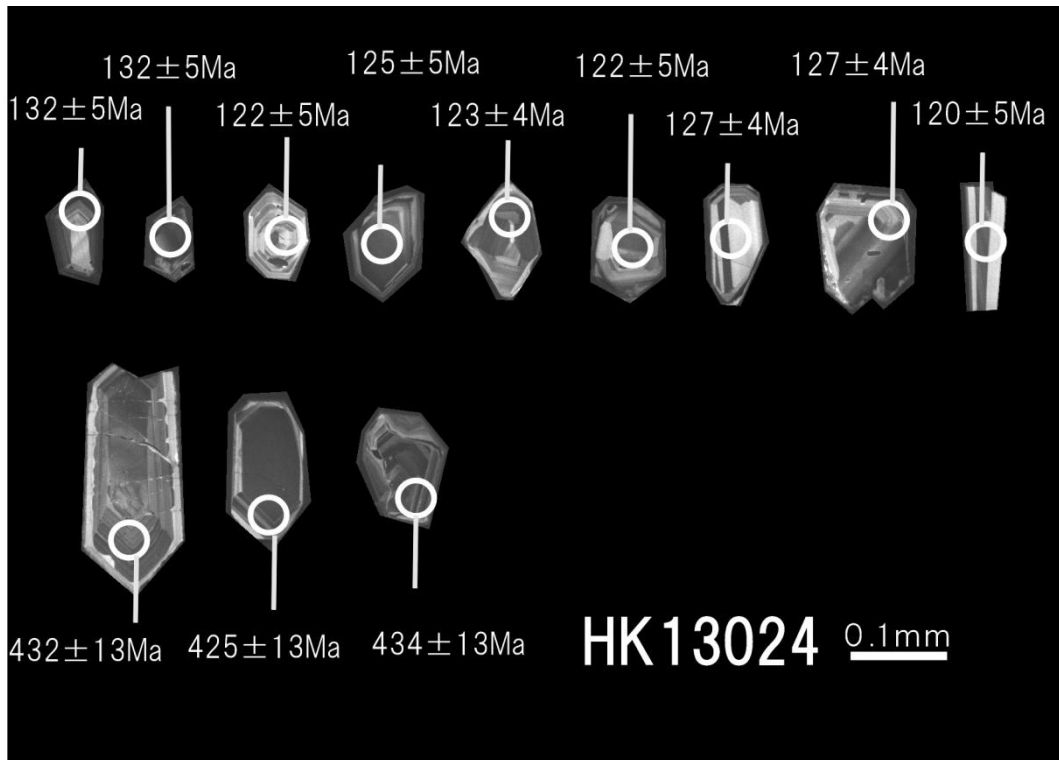


図 7-51: HK13024 の CL 像.

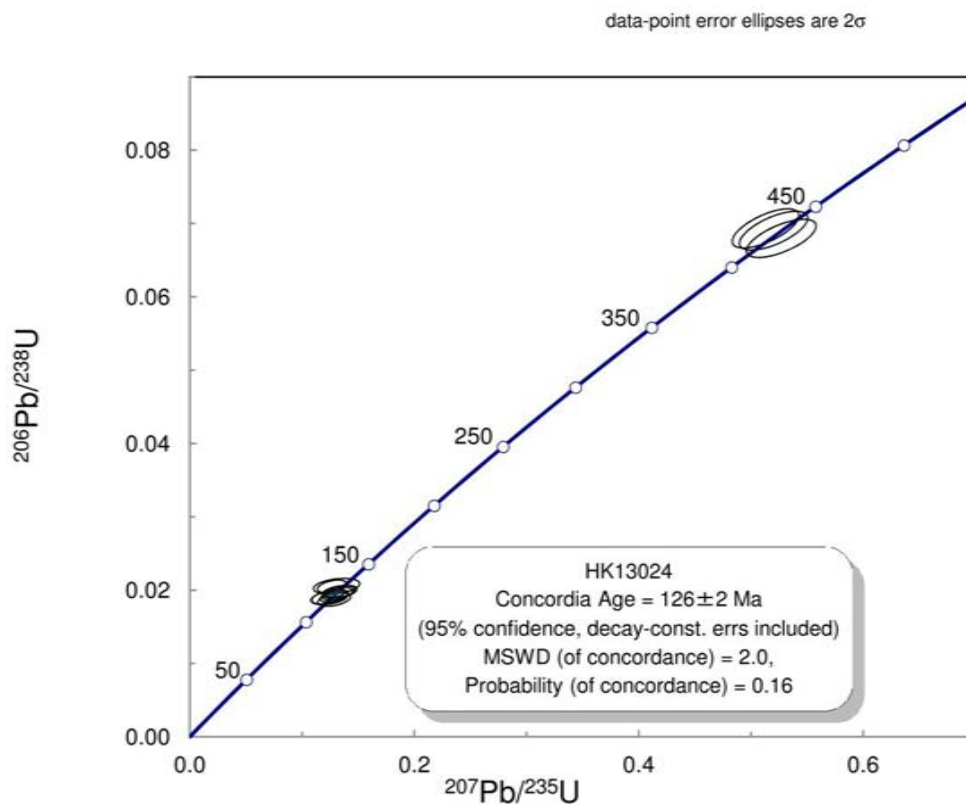


図 7-52: HK13024 のコンコーディア図.

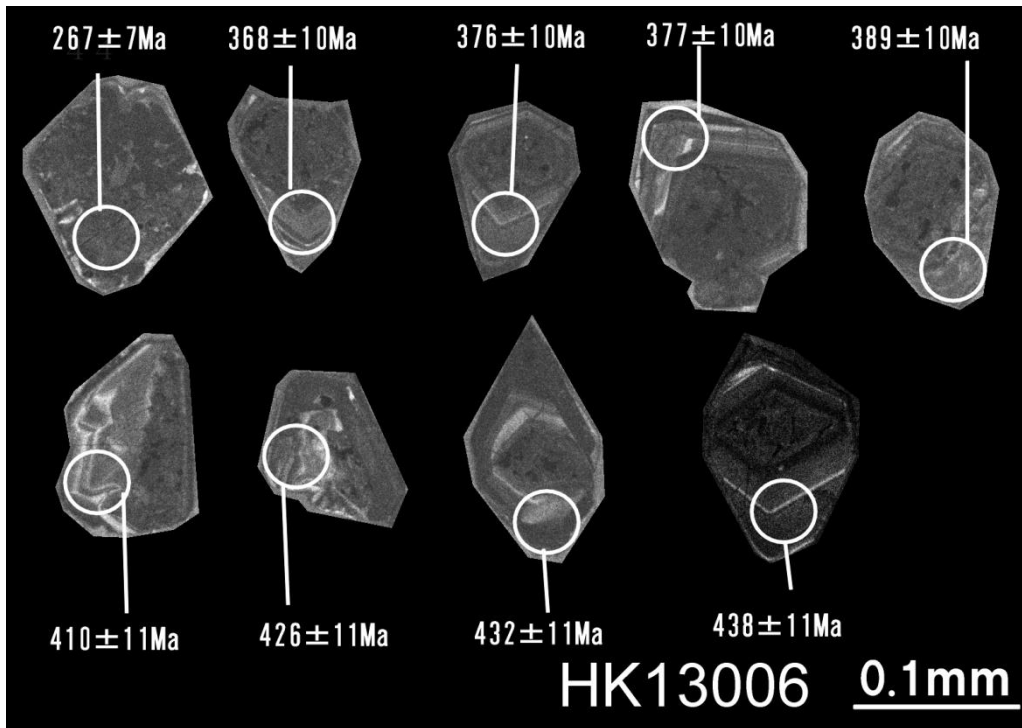


図 7-53: HK13006 の CL 像

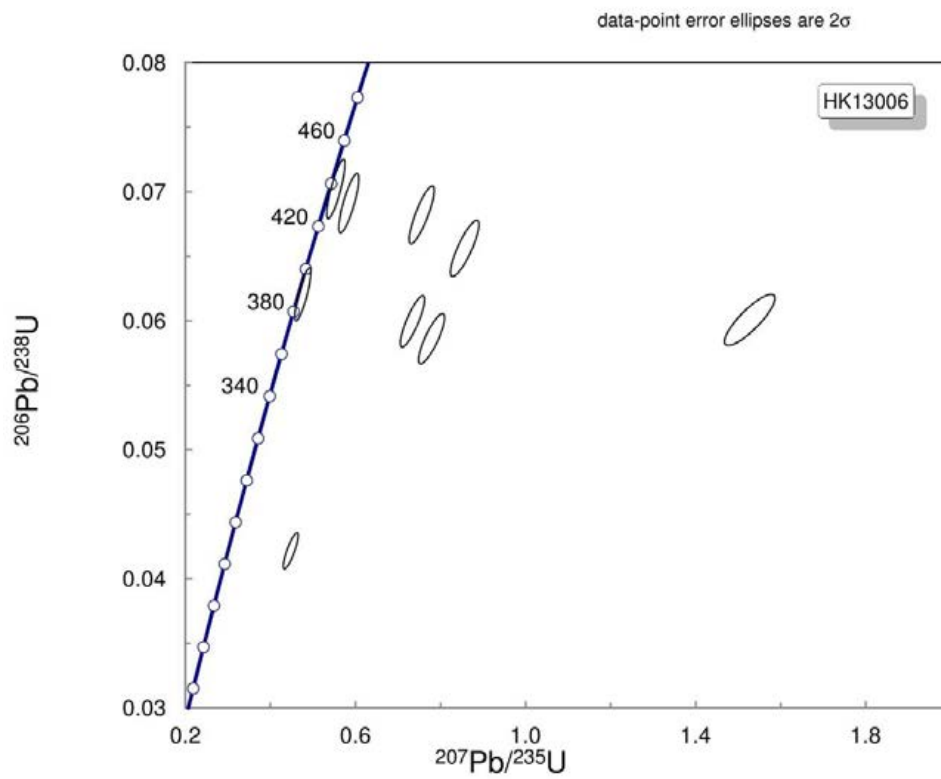


図 7-54: HK13006 のコンコードディア図.

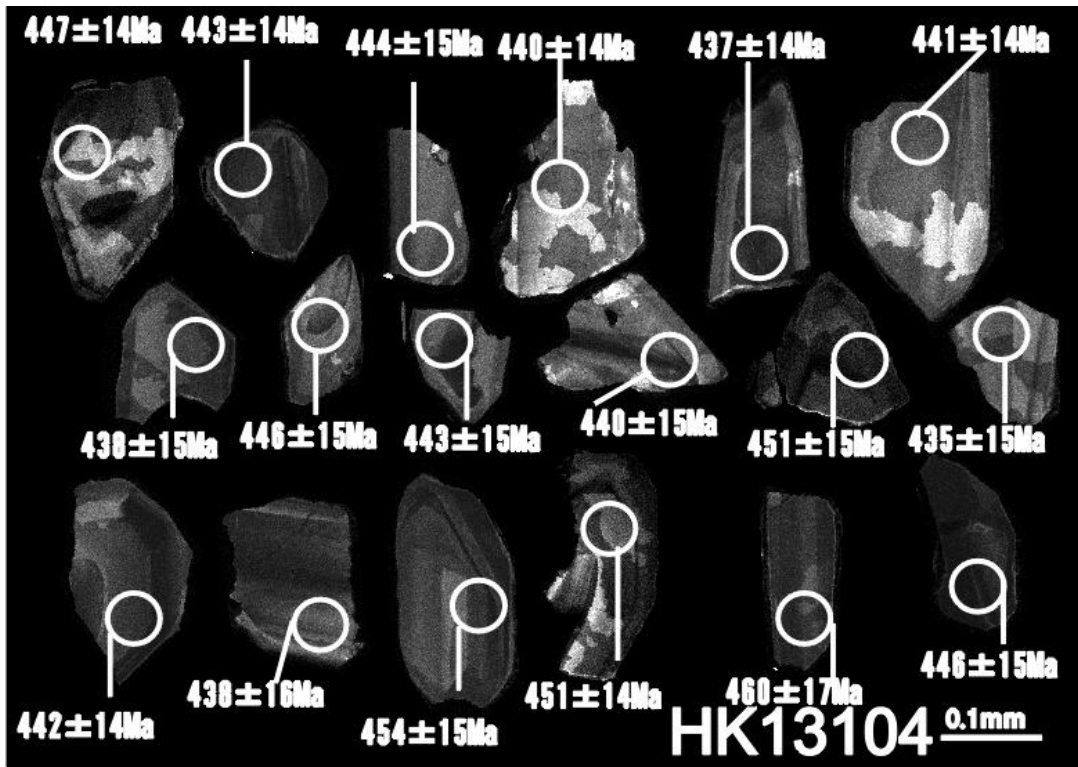


図 7-55: HK13104 の CL 像.

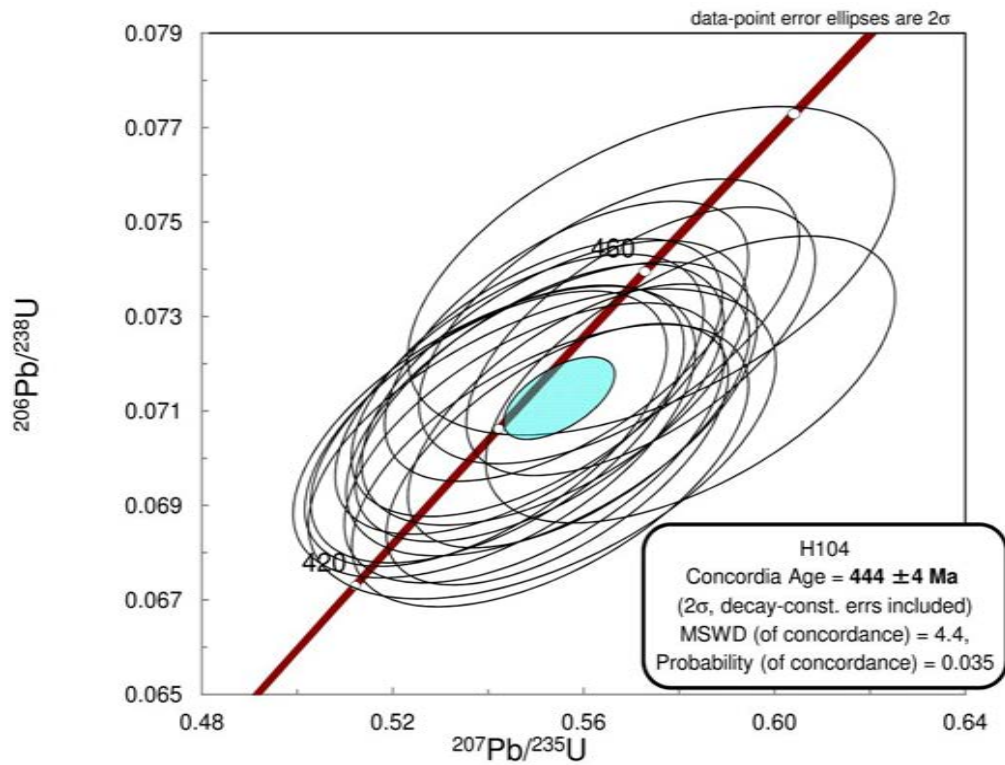


図 7-56: HK13104 のコンコードディア図.

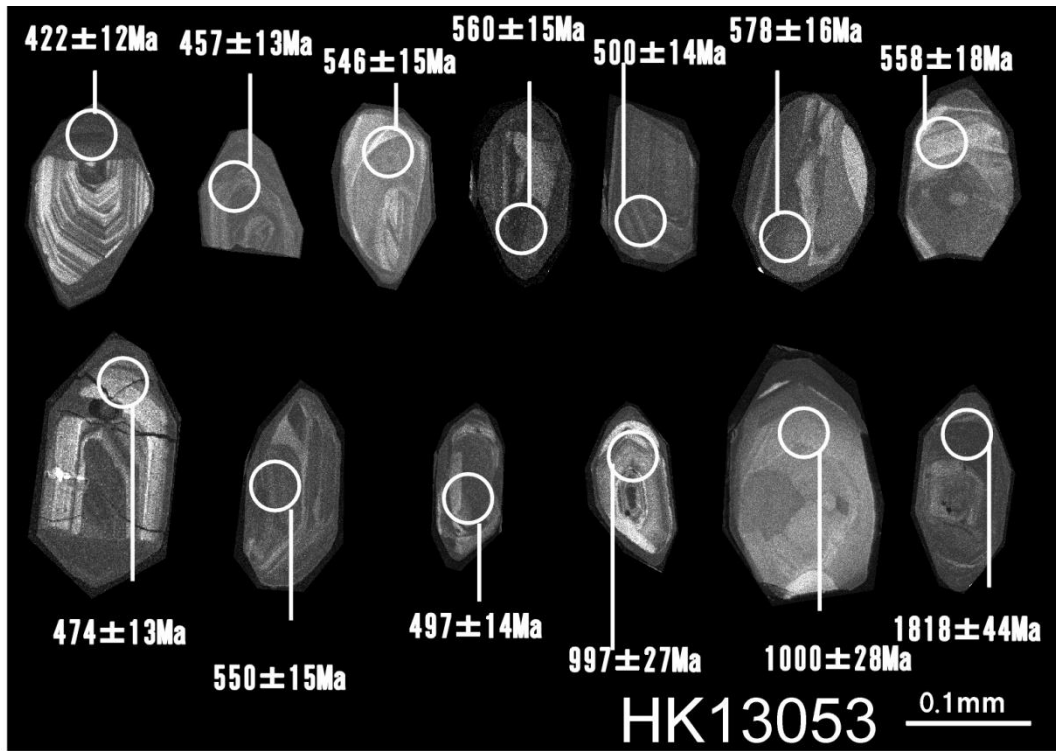


図 7-57: HK13053 の CL 像.

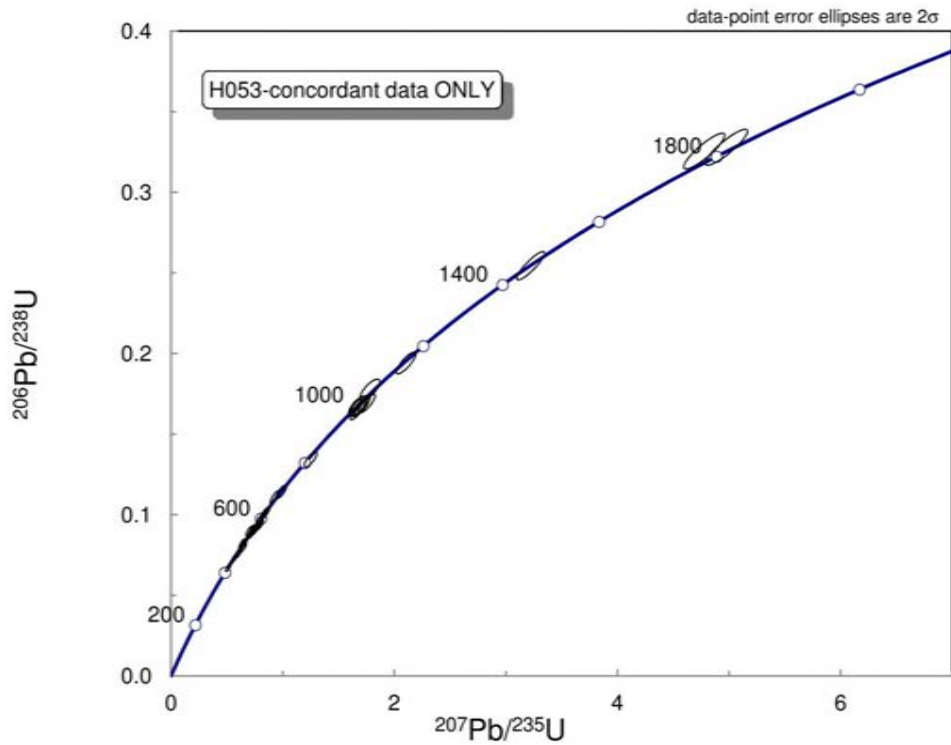


図 7-58: HK13053 のコンコードディア図.

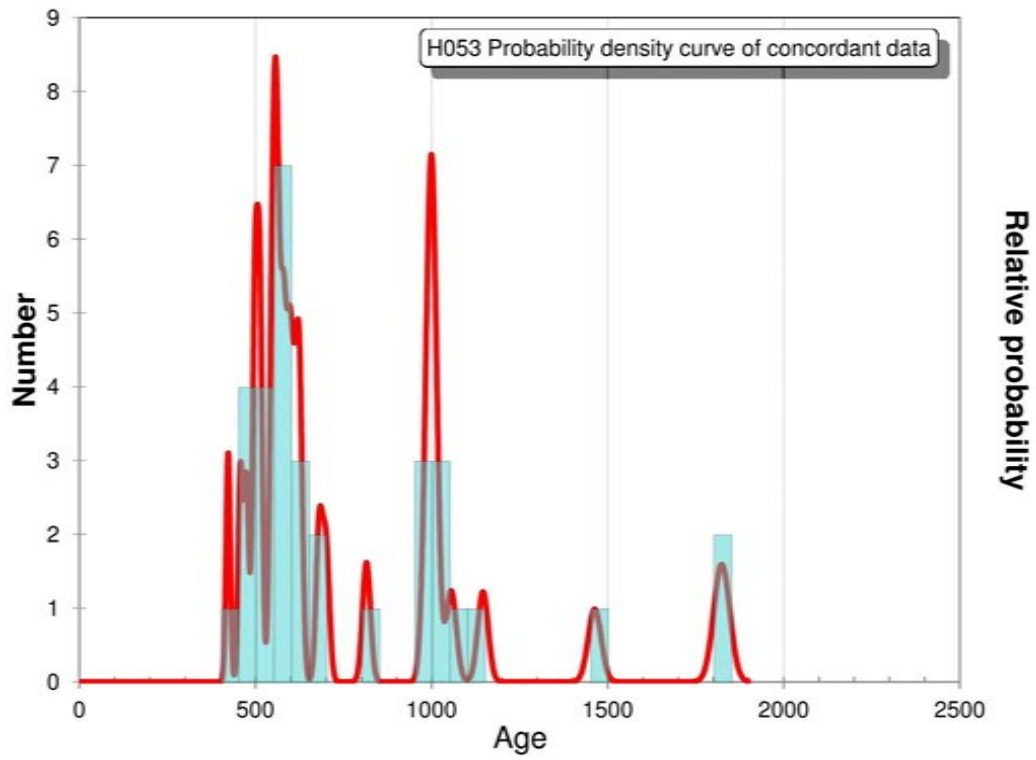


図 7-59: HK13053 のコンコールドなデータのヒストグラム.

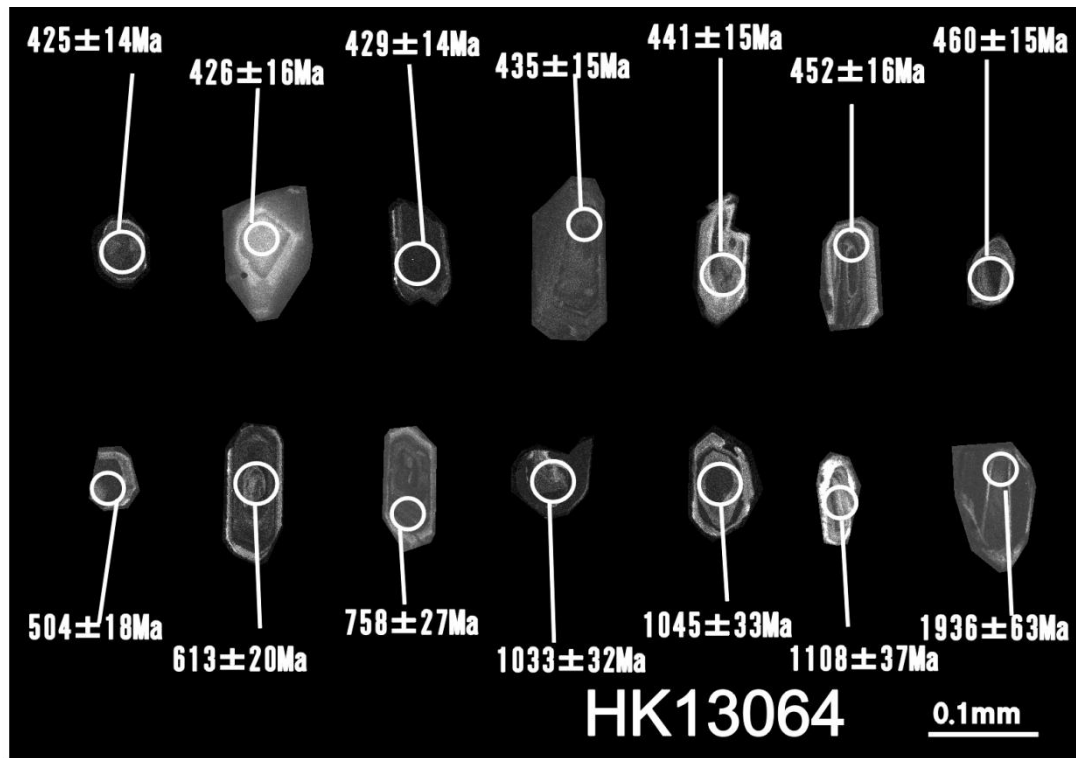


図 7-60: HK13064 の CL 像

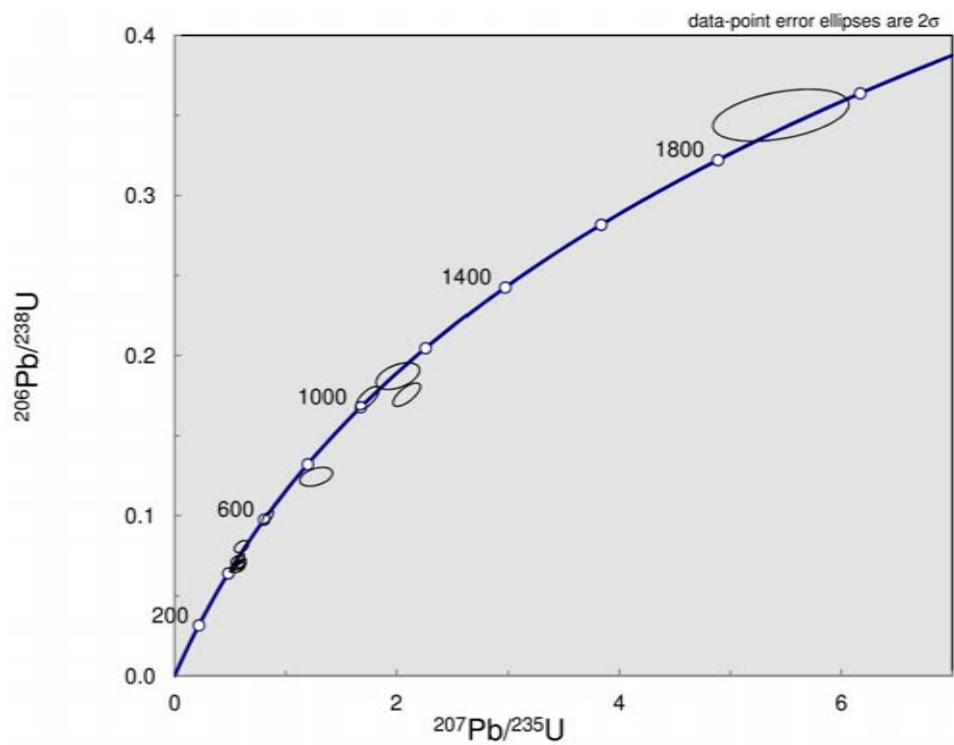


図 7-61: HK13064 のコンコードディア図.

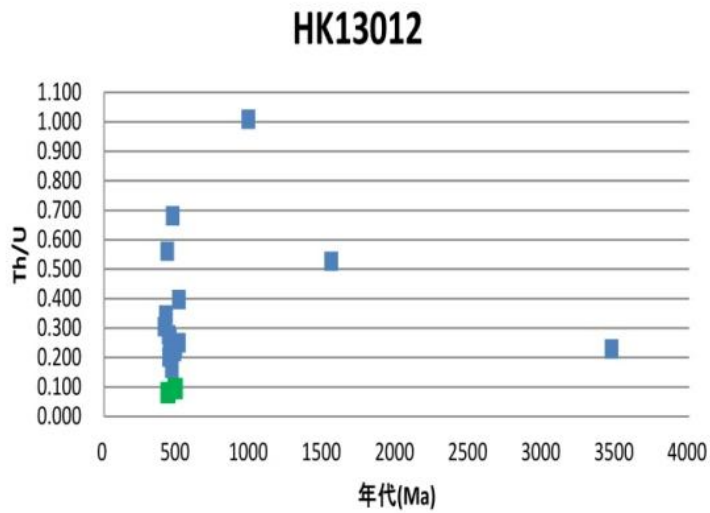


図 7-62: HK13012 の年代値 (Ma) と Th/U の比較.

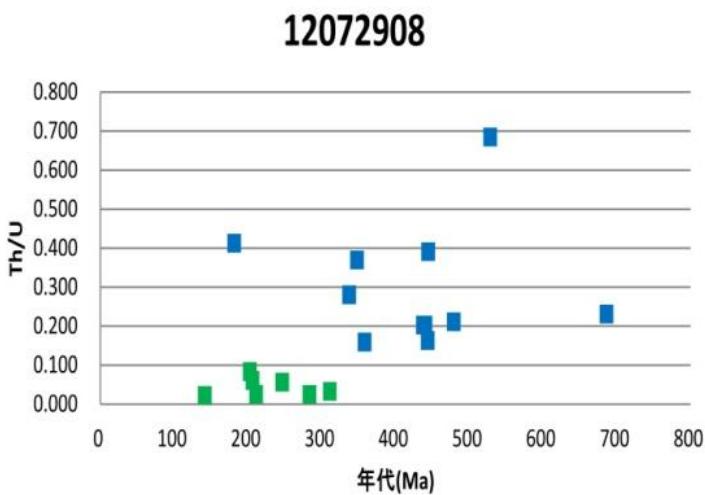


図 7-63: 12072908 の年代値 (Ma) と Th/U の比較

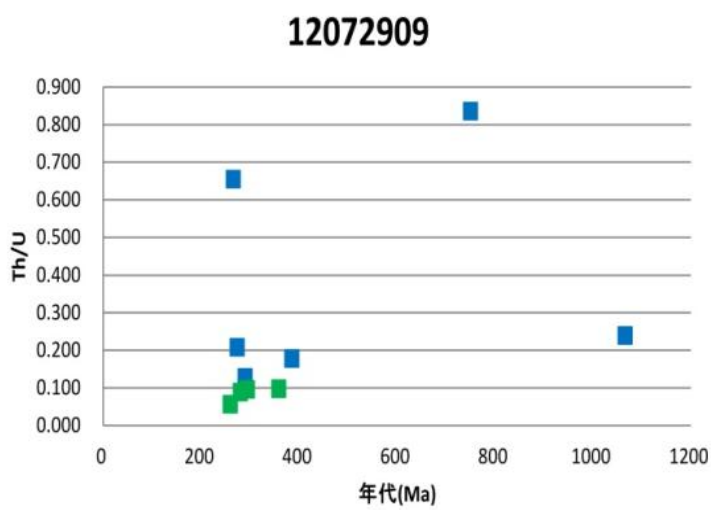


図 7-64: 12072909 の年代値 (Ma) と Th/U の比較

8. Sr-Nd 同位体組成

8. 1. Sr-Nd 同位体組成の測定方法

Sr-Nd 同位体分析における試料溶解，同位体抽出，および同位体測定は京都大学附属地球熱学研究施設にて柴田知之氏，芳川雅子氏に指導していただいて実験を行った．分析方法は Shibata *et al.* (2007) をもとに行った．

a) 分解

はじめにテフロンジャーに粉末の試料を Sr, Nd が測定できる量を計りとり．それらに HClO_4 , HF を 15 滴ずつ滴下する．テフロンジャーにアルミ箔のジャケットを巻き，フタをしっかりと閉めた後 120°C で一日乾燥させる．次にテフロンジャーのフタを空け，4 時間ごとに 20 度上昇させ 190°C で一日乾固させる．その後 HCl, HClO_4 を 15 滴ずつ滴下し， 120°C で 30 分乾固する．その後，テフロンジャーのフタをして 4 時間ごとに 20 度上昇させ 190 度まで段階的に上昇させて乾固する．最後に HCl を 15 滴加え 90°C で 4 時間乾固する (図 8-1)．

b) 抽出

サンプルをビーカーからオープンカラムに移してイオン交換樹脂を使用し抽出する (図 8-2) ．

1st カラムでは HCl を 1ml (2.5mol/L) を注ぎ分析試料をローディングする．次に HCl を 2ml (2.5mol/L) を注ぎ主成分元素を除去する．その後，HCl を 5ml (2.5mol/L) を注ぎ抽出された Rb-Sr を採取する．

その後，Sr は 2nd カラムで HNO_3 を 0.6ml (3mol/L) を注ぎ分析試料をローディングする．そして Rb を除去する．そして HNO_3 を 3.6ml (3mol/L) を注ぎ Ba を除去する．最後に HNO_3 を 0.8ml (3mol/L) 注ぎ抽出された Sr を採取した．

Nd は 5.5ml (2.5mol/L) の HCl を加え抽出された Sm-Nd を採取する．2nd カラムに移し，HCl を 0.1ml (0.06mol/L) を注ぎ分析試料をローディングする．そして α -HIBA を 2.3ml (0.2mol/L) を注ぎ Sm を除去する．最後に α -HIBA を 2ml (0.2mol/L) 注ぎ抽出された Nd を採取した．

c) 測定

その後 Ta フィラメント (図 8-3) に抽出された液を塗り表面電離型質量分析計 (MAT 262) で測定する (図 8-4, 図 8-5) ．

8. 2. Sr-Nd 同位体組成の分析試料

分析試料に氷上花崗岩体の岩相 G 以外のすべての岩相から試料を選択した．さらに，岩相 E に隣接する壺の沢変成岩も測定した (図 8-6) ．また，日本列島において古生代花崗岩類は年代的に大きく次の 3 つに分けら

れる．500Ma（カンブリア紀），450Ma（オルドビス紀），300Ma（後期石炭紀～ペルム紀）を示す3つのグループである（土谷ほか，2014；Isozaki et al.，2015）．よって以下の3つのグループの花崗岩類の分析を行った．

500 Ma（カンブリア紀）：

甫嶺珪長質岩類：南部北上帯（土谷ほか，2014），
正法寺閃緑岩：南部北上帯（土谷ほか，2014；Isozaki et al.，2015），
胆沢川トータル岩：南部北上帯（土谷ほか，2014；Isozaki et al.，2015），
神楽複合岩類のトロニエム岩：南部北上帯（下條ほか，2010），
大雄院花崗岩：阿武隈山地南端部（Sakashima et al.，2003；田切ほか，2010），
氷川花崗岩類：九州肥後帯（Sakashima et al.，2003）

450 Ma（オルドビス紀）：

氷上花崗岩類：南部北上帯（Watanabe et al.，1995；下條ほか，2010），
三国花崗岩類：黒瀬川構造帯（Aoki et al.，2015 によって約450 Ma年代の求められた三滝花崗岩類と対比）

300 Ma（後期石炭紀～ペルム紀）：

割山花崗岩類：阿武隈山地東縁（Tsuchiya et al.，2014），
金勝山石英閃緑岩：関東山地（土谷ほか，2015），
臼杵川石英閃緑岩：東部九州（Sakashima et al.，2003；土谷ほか，2015），

8. 3. Sr-Nd 同位体組成の測定結果

Shibata(1974)，浅川ほか(1999)による氷上花崗岩体の Sr 同位体組成を450Ma で年代補正を行い ϵ SrI を求め，今回の測定結果と比較を行った（ ϵ SrI の計算に用いた CHUR の値は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7045$ ， $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.0827$ ， $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$ ， $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1966$ である（DePaolo and Wasserburg，1976b；DePaolo，1988）．その結果，氷上花崗岩類の ϵ SrI は+14.0～+59.1の値を得た．壺の沢変成岩は ϵ SrI=+104.9 を示し，氷上花崗岩体よりも ϵ SI が高いことが分かる．また，壺の沢変成岩に接している岩相 F（ ϵ SrI=+59.1）は他の岩相（ ϵ SrI=+25.9～+42.9）に比べて ϵ SrI が高い傾向が観られた（図 8-7）．浅川ほか（1999）でも変成岩に接している岩相は ϵ SrI が高い傾向が観られる．また，岩相 B（ ϵ SrI=+14.0）は他の岩相（ ϵ SrI=+25.9～+42.9）に比べて ϵ SrI が低い傾向が観られた．この傾向は Shibata(1974)でも同様である． ϵ NdI の比較から岩相 F と岩相 C の 1 試料を除いて全体的にまとまっている（ ϵ NdI=-2.7～-6.1）．岩相 F は ϵ NdI=-0.9 であり，他の岩相より高い値が得られ，岩相 C の 1 試料は ϵ NdI=-12.3 であり，他の岩相よりも低い値が得られた（図 8-8）．

日本の古生代花崗岩類における ϵ SrI と ϵ NdI の比較ではカンブリア紀花崗岩類からは ϵ SrI=0.0～+10.4， ϵ NdI=+4.2～+7.6 の値が得られた．甫嶺珪長質岩類のみ ϵ SrI=-36.5 という低い値が得られた．オルドビス紀の花崗岩類は ϵ SrI=+14.0～+59.1， ϵ NdI=-12.3～-0.9，後期石炭紀～ペルム紀の花崗岩類は ϵ SrI=-3.9～-2.9， ϵ NdI=+5.2～6.2 の値を示した．後期石炭紀～ペルム紀の花崗岩類は ϵ SrI がカンブリア紀のものに比べて

やや低い傾向が観られる．このように同時期の花崗岩類からは近似した ϵ_{SrI} , ϵ_{NdI} の値が得られた(図 8-9)．



図 8-1: テフロンジャーで試料を分解 .

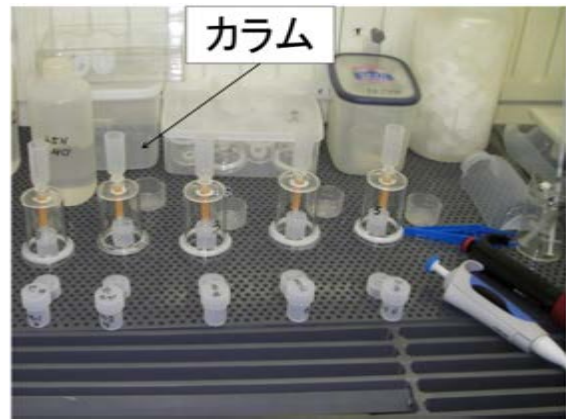


図 8-2: カラムで元素を抽出.



図 8-3: フィラメントに抽出された液を塗る .



図 8-4: TIMS を用いて測定.



図 8-5: 測定の様子.

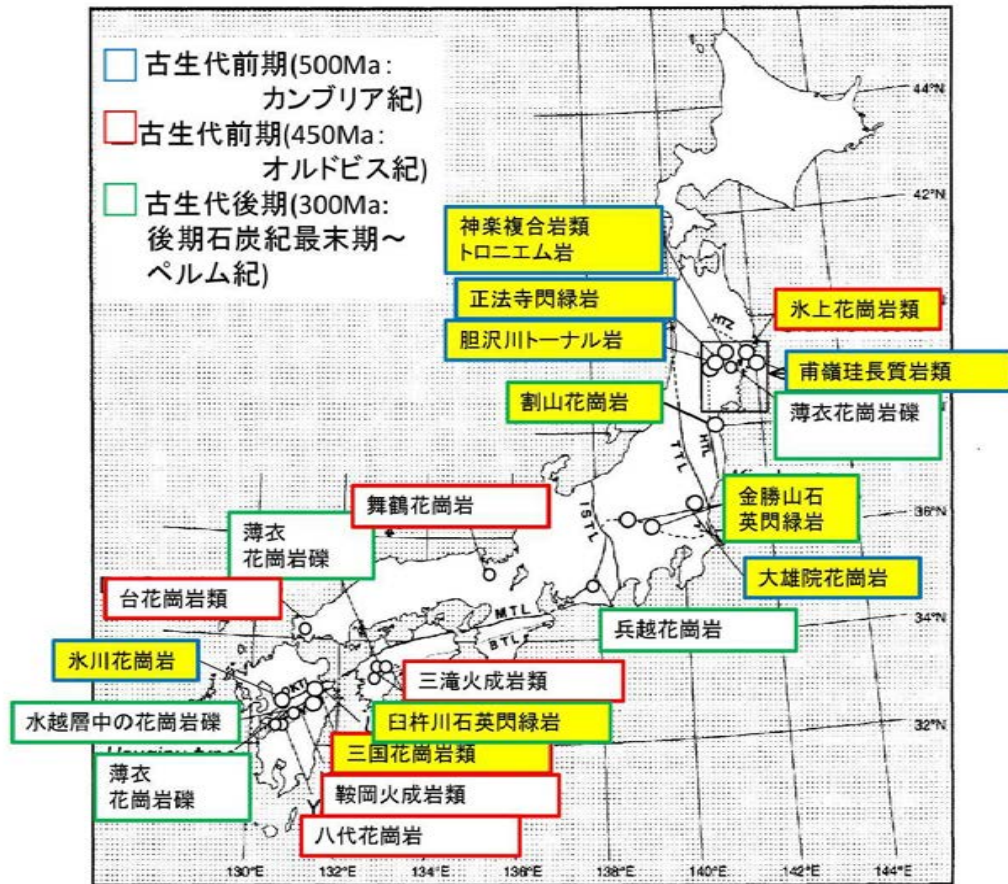


図 8-6: Sr-Nd 同位体組成の分析を行ったサンプル

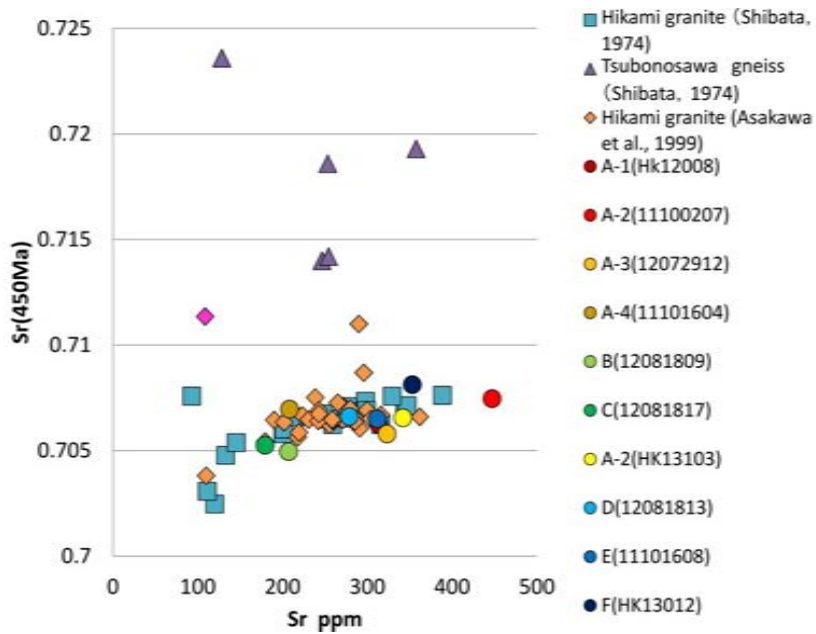


図 8-7: 従来の Sr 同位体組成との比較

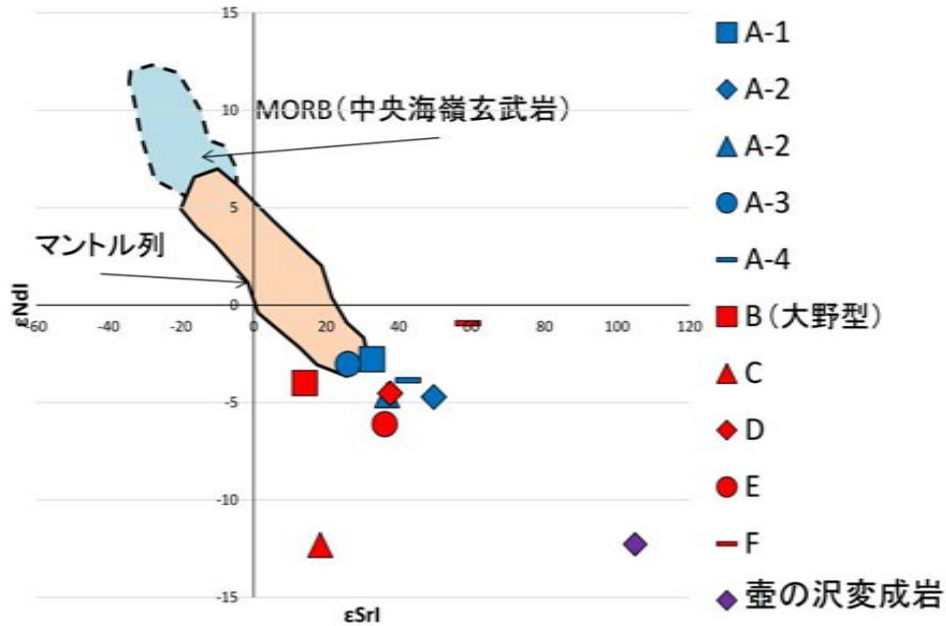


図 8-8: 氷上山花崗岩体の Sr-Nd 測定結果

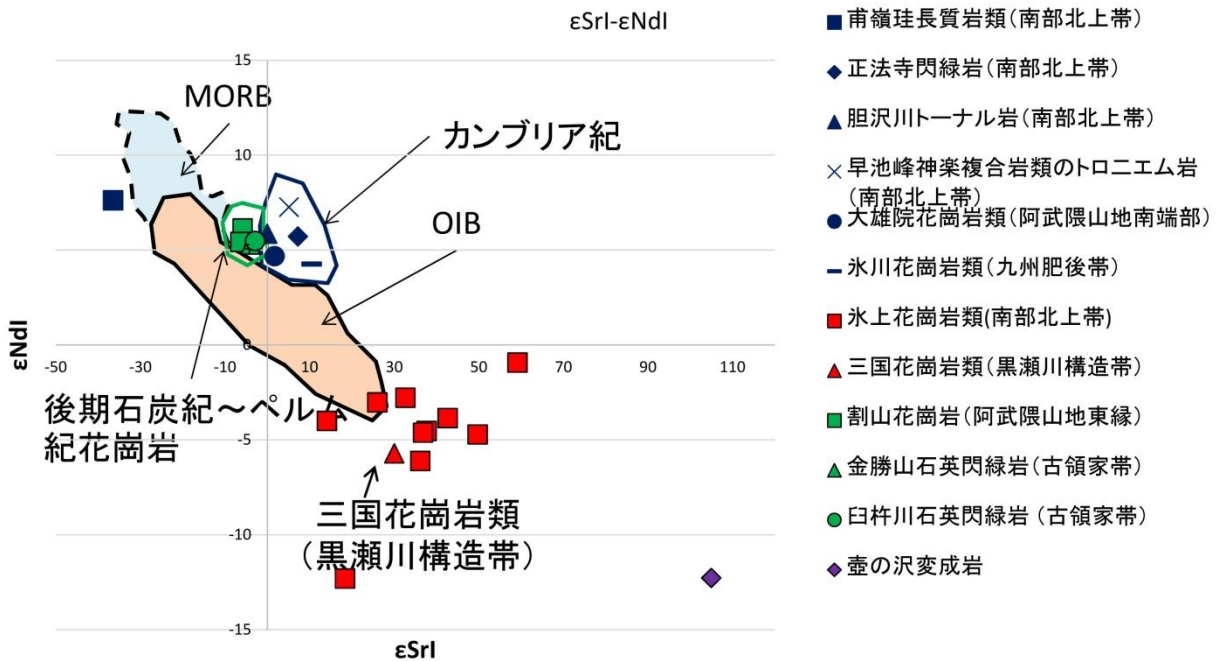


図 8-9: 古黒瀨川構造帯の八代花崗岩類と南部北上山地, 氷上山花崗岩類の希土類元素の比較.

9. 議論

9. 1. U-Pb ジルコン年代の考察

9. 1. 1. 岩相 G のばらついた年代について

Hartmann and Santos (2004) と Hoskin et al. (2000), 早坂 (2012) によると, 火成岩起源のジルコンの Th/U 比は 0.2 以上でありコアとリムで大きな変化を示さないが, 高温の変成作用を受けたものはコアからリムにかけて Th が著しく減少し, Th/U 比が変成岩起源のものでは 0.1 以下であるとされている. 岩相 G (12072908:図 7-35,, 12072908:図 7-36) のジルコンの Th/U 比をみると累帯構造のあまり見られないジルコンは Th/U 比が低く (0.023~0.084), 変成作用で形成されたジルコンであると考えられる (図 7-63, 図 7-64).

従来の研究では Watanabe *et al.* (1995) によって, 壺の沢変成岩の 13 粒子から 17 点を測定して碎屑性ジルコン 500~3200 Ma の様々な年代が確認されている. 本研究でも同じく東側の壺の沢変成岩の 79 粒子から 81 点測定を行い, 33 点からコンコードナントな年代 (422-1830 Ma) が得られた. 碎屑性ジルコンから 497~1830 Ma のコンコードナントな年代が得られた.

岩相 G の Th/U 比が低いジルコンの年代は, 400 Ma よりも若いものが多い. よって, 岩相 G の Th/U 比が 0.1 以下で, 400 Ma より若い年代を示したものは壺の沢変成岩中の碎屑性ジルコンではなく, 氷上花崗岩類の熱によって再結晶した壺の沢変成作用で形成されたものであると考えられる (図 9-1-①). それらのジルコンが気仙川花崗岩 (約 120 Ma) の二次的な加熱を受けて形成されたディスコーディア上の年代を示すものと考えられる (図 9-1-②). また, 400Ma より古いものは 1650 Ma 以前の火成岩起源の碎屑性ジルコンが, 氷上花崗岩類の貫入年代である 450 Ma に二次的な加熱を受けて形成されたディスコーディア上の年代であると考えられる (図 9-1-③). 125 Ma には黒雲母の再結晶が氷上花崗岩類から確認できるため, 熱的イベントがあったことは明らかである. もし二次的な加熱が 250 Ma だとするとこれらの年代の若返りを説明できないことから, 250 Ma には熱的イベントはなかったと判断される.

一方, 岩相 G から 20 m 南の岩相 F については, 鏡下観察から変成岩組織の特徴を確認し, それをもとに切断面の肉眼観察をして変成岩を含まないようにジルコンを分離した. 412 Ma より若い年代は得られなかった (HK13012). Th/U 比の低いジルコンは 2 粒子のみが得られた (図 7-62). しかし, コンコードニア曲線よりも右側でばらつくような年代は得られな

かった。岩相 F の近くにはザクロ石を含み、Ca がより高い砂質岩起源と考えられる変成岩が取り込まれている (図 3-7)。よって、この岩相 F と岩相 G のジルコン年代による傾向の違いはそれらの花崗岩類が取りこんでいる変成岩の 450 Ma に再結晶したジルコンの量の違いが影響している可能性がある。

9. 1. 2. 下條ほか(2010)との比較

下條ほか(2010)により、同じ LA-ICP-MS ジルコン U-Pb 年代で 29 粒子 29 スポットから 412 ± 4 Ma (図 9-2) の年代が得られている試料について、同一露頭若しくはそれに近いと思われる試料の年代測定を行った。その結果 17 粒子から 17 点測定し 455 ± 3 Ma という値が得られた。この試料については、透過顕微鏡観察でメタミクト化が確認されたジルコン (図 7-23 の左下の 3 粒) についても測定した。その結果、コンコーディア曲線から外れている 5 粒子のうち 3 粒子から約 410Ma の年代が得られた。これはメタミクト化により Pb の散逸が起こって若返ったものと考えられる。以上のことから下條ほか (2010) で得られた年代は、メタミクト化あるいは別の原因による若返り年代の可能性がある。

9. 1. 3. CHIME 年代との比較

CHIME 年代では、モナザイト、ゼノタイム、ジルコンから氷上花崗岩体および奥火の土岩体、平沢岩体から約 250 Ma (鈴木・足立, 1998; 鈴木ほか, 1992; Suzuki and Adachi, 1993; Adachi *et al.*, 1994) の年代が得られている。これらの結果より鈴木・足立(1997)は、氷上花崗岩と一括されてきた花崗岩体は、シルル紀、石炭紀および二疊紀末～三疊紀初頭の貫入岩から構成されていると考えた方がよいと述べている。しかし、本研究の測定結果から、氷上花崗岩体や小岩体である奥火の土岩体、平沢岩体のいずれにも約 250 Ma という年代は全く認められなかった。また、鈴木ほか(1992)は大野地域の氷上花崗岩より約 350 Ma の CHIME 年代を求めているが、今回の測定からは、どの岩相からも約 350 Ma の値は全く得られなかった。

最近の鈴木ほか (2015) では年代測定を再度行い、氷上花崗岩体から CHIME 年代測定法によって求められた 250 Ma の年代は誤りであったと述べ、それよりも若い約 120 Ma に火成活動があったと結論付けている。120 Ma の年代値については、約 124Ma の年代値を示す気仙川花崗岩と同時期の白亜紀火成活動と考えることができる (§ 9-1-1 参照)。

よって 250 Ma や 350 Ma という年代値が得られないだけでなく、それらの年代に引っ張られるディスコーダントなデータがないことから、氷上花崗岩類の固結年代は約 450 Ma であり、若返りイベントは気仙川花崗岩の貫入による約 120 Ma のみであると結論付けることができる。

9. 2. 氷上花崗岩体の各岩相の成因

小林・高木 (2000) は氷上花崗岩体を 9 岩相に分類し、その結果から主成分元素でも微量成分元素でもほぼ一連の分化トレンドを示すと結論付けている。本研究から得られたデータでは微量元素の Ba, Zr, Y などのばらつきが大きい。また希土類元素でも一部重希土類元素に乏しい岩相があることから、一連の結晶分化作用のトレンドのみではないと考えられる。

まず共通の親マグマからの一連の分別結晶作用で各岩相が形成されるかどうかを考察するため、主成分元素を用いて「親マグマ=娘マグマ+分別結晶」のマスバランスを最小二乗法で計算して結晶分化過程における分別鉱物の割合を求めた。そして求めた分別鉱物の割合を用いて分化過程における希土類元素濃度の変化をレイリー分別モデルで検討した。

SiO₂ の低い A-2 を初生的なマグマであると仮定し、それから早期晶出鉱物を分別しながらより SiO₂ の高い主要な岩相である岩相 B, 岩相 C にマグマの分化が進行したモデルを検討する。

SiO₂ の低い岩相 A-2 から SiO₂ の高い岩相 C への分化では、黒雲母が 9.6 %, 斜長石が 57.1 %, 普通角閃石が 7.3 %, 石英が 23.32 %, 磁鉄鉱が 1.5 %, チタン鉄鉱が 0.8 %, 燐灰石が 0.5% が分別結晶作用によって取り除かれたと見積もられる (残差平方和=0.0015)。次に、得られた分別鉱物の割合を用いたレイリー分別モデル計算結果と実際の岩石の微量元素含有量とを比較した。この場合、マスバランス計算によって得られた鉱物の量比に加えて、Zr 濃度を説明するためにはジルコンを 0.1 % 分別させなければならない。それを加えると実測値とほぼ一致する計算結果を得られた (図 9-3)。

SiO₂ の低い岩相 A-2 からより SiO₂ の高い岩相 B への分化では、黒雲母が 3.5 %, 斜長石が 59.2 %, 普通角閃石が 14.0 %, 石英が 19.5 %, 磁鉄鉱が 2.3 %, チタン鉄鉱が 1.0 %, 燐灰石が 0.5% 分別結晶作用によって取り除かれたと見積もられる (残差平方和=0.0001)。さらに、得られた分別鉱物の割合を用いたレイリー分別モデル計算結果と実際の岩石の微量元素含有量とを比較した。この場合、マスバランス計算によって得られた鉱物の量比に加えて、Zr 濃度を説明するためにはジルコンを 0.03 % 分別させなければならない。それを加えると実測値とほぼ一致する。ジルコン分別量は Zr 濃度から見積もった値を使用している (図 9-4)。

これらの結果から岩相 A-2 から岩相 C, 岩相 B は一連の分別結晶で説明可能であることが分かった。

他の岩相の岩相 A-4, D, E は SiO₂ や希土類元素のパターンが岩相 B に類似することから、これらの岩相も一連の分化で説明できる可能性が高い。岩相 A-1, A-3 は SiO₂ が A-2 よりも低いいためこれらの岩相から A-2 が分化で成り立つかは今後検討が必要である。岩相 F, G は重希土類元素が他の岩相と比べて乏しいのが顕著であり、一連の分化で形成されたものではな

いと考えられる。

9. 3. 氷上花崗岩類と日本列島の古生代花崗岩類との比較

前述したように日本列島において古生代花崗岩類は年代的に大きく次の3つに分けられる。500Ma (カンブリア紀), 450Ma (オルドビス紀), 300Ma (後期石炭紀～ペルム紀) を示す3つのグループである (土谷ほか, 2014; Isozaki et al., 2015)。また, 従来から多くの先行研究によって, 古生代の黒瀬川構造帯と南部北上帯の関連性が指摘され (永広, 1998; Kato and Saka, 2006 など), とくに花崗岩類の類似性については小林ほか (2000) が岩石化学的解析結果に基づき, 両帯の関連性が極めて高いことを示している。また, 小山内ほか (2014) より岩石学的解説に加え, 火成活動年代学的にも類似した傾向を有することが示唆されている。

Pearce *et al.* (1984) における花崗岩判別図で本研究対象である氷上花崗岩類とそれ以外の古生代花崗岩類を比較した。比較に用いた試料は以下のとおりである。

500Ma (カンブリア紀): 甫嶺珪長質岩類 (南部北上帯), 正法寺閃緑岩 (南部北上帯), 胆沢川トータル岩 (南部北上帯), 神楽複合岩類のトロニウム岩 (南部北上帯), 大雄院花崗岩 (阿武隈山地南端部), 氷川花崗岩類 (九州肥後帯)

450Ma (オルドビス紀): 氷上花崗岩類 (南部北上帯), 三国花崗岩類 (黒瀬川構造帯): 八代花崗岩類 (黒瀬川構造帯)

300Ma (後期石炭紀～ペルム紀): 割山花崗岩類 (阿武隈山地東縁), 金勝山石英閃緑岩 (関東山地), 臼杵川石英閃緑岩 (東部九州)

その結果, Y-Nb の判別図 (図 9-5-a) からは古生代花崗岩類はすべて火山弧花崗岩の領域にプロットされる。氷上花崗岩類の岩相 F, G (西側の壺の沢変成岩に接する岩相) を除いてオルドビス紀のものは共通して Y に富んだ傾向を示す。カンブリア紀の花崗岩類はオルドビス紀の花崗岩類に比べてやや Y 値が低く, 後期石炭紀～ペルム紀の花崗岩類はオルドビス紀やカンブリア紀の花崗岩類にくらべて Nb に乏しい傾向が観られる。また, アダカイト質花崗岩とされる割山花崗岩類 (Tsuchiya et al., 2014), 兵越花崗岩 (小林ほか, 2000) は Y が乏しく, それ以外の古生代花崗岩類とは異なる傾向がみられる。

Nb+Y-Rb (図 9-5-b) における古生代花崗岩類の比較からもオルドビス紀の花崗岩類は類似した傾向を示す。カンブリア紀の花崗岩類はオルドビス紀の花崗岩類に比べての Rb が乏しい。また, 後期石炭紀～ペルム紀の花崗岩類の割山花崗岩類は Nb+Y も Rb も乏しく兵越花崗岩類は割山花崗岩類に比べて Rb に富む傾向が観られる。

次に小山内ほか (2014) による氷上花崗岩類と同時期の 450 Ma の火成活動年代が求められている黒瀬川構造帯の八代花崗岩類との希土類元素

との比較をおこなった。この結果から、八代花崗岩類は氷上花崗岩類の希土類元素の範囲内にプロットされることが分かる。特に八代花崗岩類は Ho から Lu にかけて右上がりな傾向を示す点で氷上花崗岩体の岩相 A-4 に類似している (図 9-6)。地球化学的判別図と希土類元素の比較から南部北上帯の氷上花崗岩類と黒瀬川構造帯の花崗岩類の関連性が支持される。

これらの古生代花崗岩類の起源物質の比較を行うために、同位体組成による検討が有効である。本研究では Sr-Nd 同位体組成から、日本列島における古生代花崗岩類の起源物質の比較検討を行う (図 8-9)。Sr と Nd の同位体組成の関係を見ると、カンブリア紀の花崗岩類はオルドビス紀のものに比べて液相濃集元素に枯渇した組成となっていることが分かる。そのため、マントル起源の塩基性岩などの枯渇した起源物質が考えられる。オルドビス紀の花崗岩類はマントル列よりも右下にプロットされるので、地殻物質が起源である可能性が高い。後期石炭紀～ペルム紀の花崗岩類はカンブリア紀の花崗岩類と ϵ SrI- ϵ NdI の組成が類似している。また、黒瀬川構造帯の三国花崗岩類と南部北上帯の氷上花崗岩類は岩石化学的、年代学的解析に加え Sr-Nd 同位体比も類似しており、両帯の強い関連性が支持される。

小山内ほか (2000) による黒瀬川構造帯の角閃岩 3 試料の Nd 同位体組成を 500 Ma で規格化すると、 ϵ Nd 値は 6.3~6.6 の値となる。これはカンブリア紀の花崗岩類の ϵ Nd 値 (+4.2~+7.6) と類似しており、これらの角閃岩と同様の下部地殻物質がカンブリア紀花崗岩類の起源物質である可能性が示される。またオルドビス紀の花崗岩類は、より大陸地殻成分に富む起源物質が考えられる。これまでのところ、オルドビス紀の花崗岩類と類似した同位体組成を示す岩石は、黒瀬川構造帯や壺の沢変成岩のいずれからも認められていない。一方、オルドビス紀花崗岩類と同様の同位体組成を示すものとして、新第三系の隠岐島後のアルカリ玄武岩中の下部地殻源捕獲岩 (Kagami et al., 1993) がある。以上のことから、同様の組成の下部地殻物質が起源であった可能性がある (図 9-7)。

9. 4. 前期古生代日本列島と東アジアの比較。

古生代の日本列島の起源に関する先行研究によると、古生代、黒瀬川構造帯のシルル紀サンゴ化石群集が種レベルで南中国の群集と類似している (Kido and Sugiyama, 2011)。また、北中国地塊には原生代後期 (10 億年前~5.4 億年前) の火成岩類がほとんど報告されていないが、南中国地塊の Cathaysia 地域と壺の沢変成岩や南部北上山地北縁部の薬師川層や名目入沢の碎屑性ジルコンから原生代後期のものが認められる (Suzuki and Adachi, 1991; Watanabe et al., 1995; 下條ほか, 2010)。このことから日本列島は南中国に由来すると考えられている (永広, 2015; Isozaki et al., 2014 など)。本研究で得られた壺の沢変成岩類のジルコン年代と南中国地塊の Cathaysia 地域の碎屑性ジルコンの比較からも

両者の年代の分布が類似していることが分かる(図 9-8)

Yan *et al* (2014) は南中国地塊における前期古生代の花崗岩類をグループ A とグループ B の二つに大別した(図 9-9).

グループ A の花崗岩はアセノスフェア由来のマグマと変堆積岩の間の相互作用による同化分別結晶作用により生成されたと考えられ, 高い ϵ_{Hf} , ϵ_{Nd} (-5.2~1.3) を示す. また, 角閃石を含まないという特徴が観られる. またグループ B は同時期の玄武岩質マグマと変成岩の相互作用による同化分別結晶作用による生成されたと考えられ, 低い ϵ_{Hf} , ϵ_{Nd} (-13.2~-4.1) を示す. また, 苦鉄質包有岩を含む場合がある.

本研究で氷上花崗岩類の ϵ_{Nd} は岩相 C, 岩相 F を除くと -6.1~-2.7 のやや高い値に集中している. これらの値とグループ A, グループ B の ϵ_{Nd} 値の比較ではどちらのグループにも属するか答えを出すことは難しい. しかし, ϵ_{SrI} と ϵ_{NdI} との比較からグループ B はグループ A に比べてより ϵ_{SrI} の値が高く, ϵ_{NdI} の値が低い傾向が観られる(図 9-10). よって, 氷上花崗岩類はグループ A に近いと考えられる.

次に南中国の花崗岩類の年代値と ϵ_{NdI} 値の比較を行う(図 9-11). Cathaysia Block の Yunkai 地域の花崗岩類における ϵ_{NdI} の値は -1.2~-8.4 であり, 年代値は 440 Ma である. これは氷上花崗岩類の ϵ_{NdI} 値(-6.1~-2.7) と固結年代約 450 Ma であることに類似している. また, Cathaysia Block の Yunkai 地域における両雲母片麻岩の ϵ_{NdI} 値は -12.4 であり, 壺の沢変成岩の ϵ_{NdI} 値 -12.3 に類似する. これら点で日本列島のオルドビス紀の花崗岩類は南中国地塊における Cathaysia Block の Yunkai 地域のものに類似している.

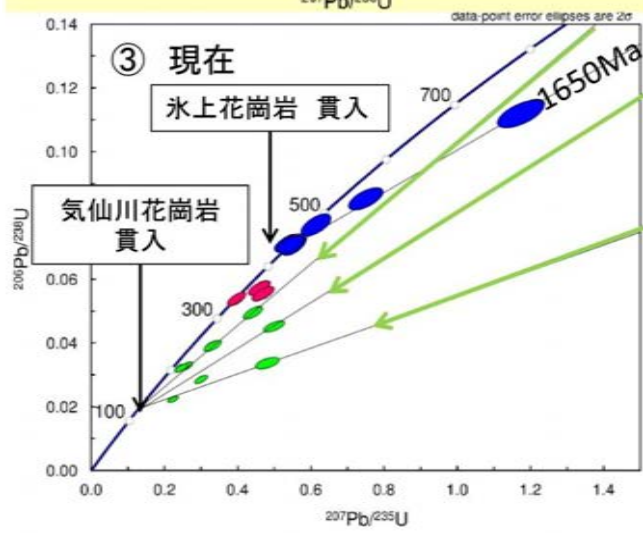
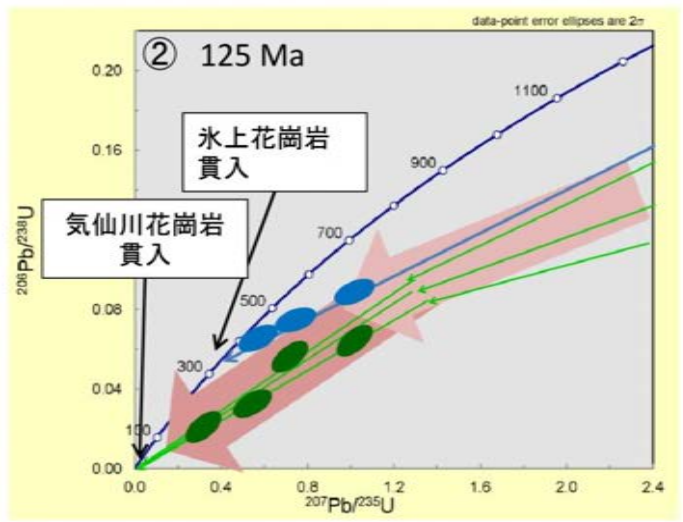
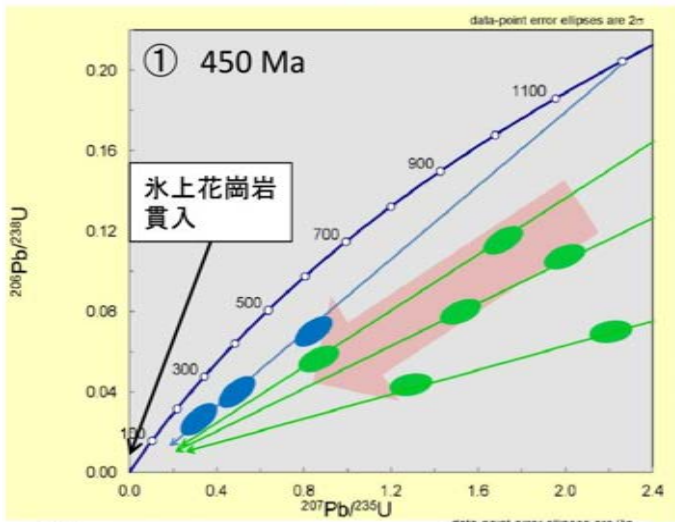


図 9-1: 岩相 G のディスコーディアの形成について.

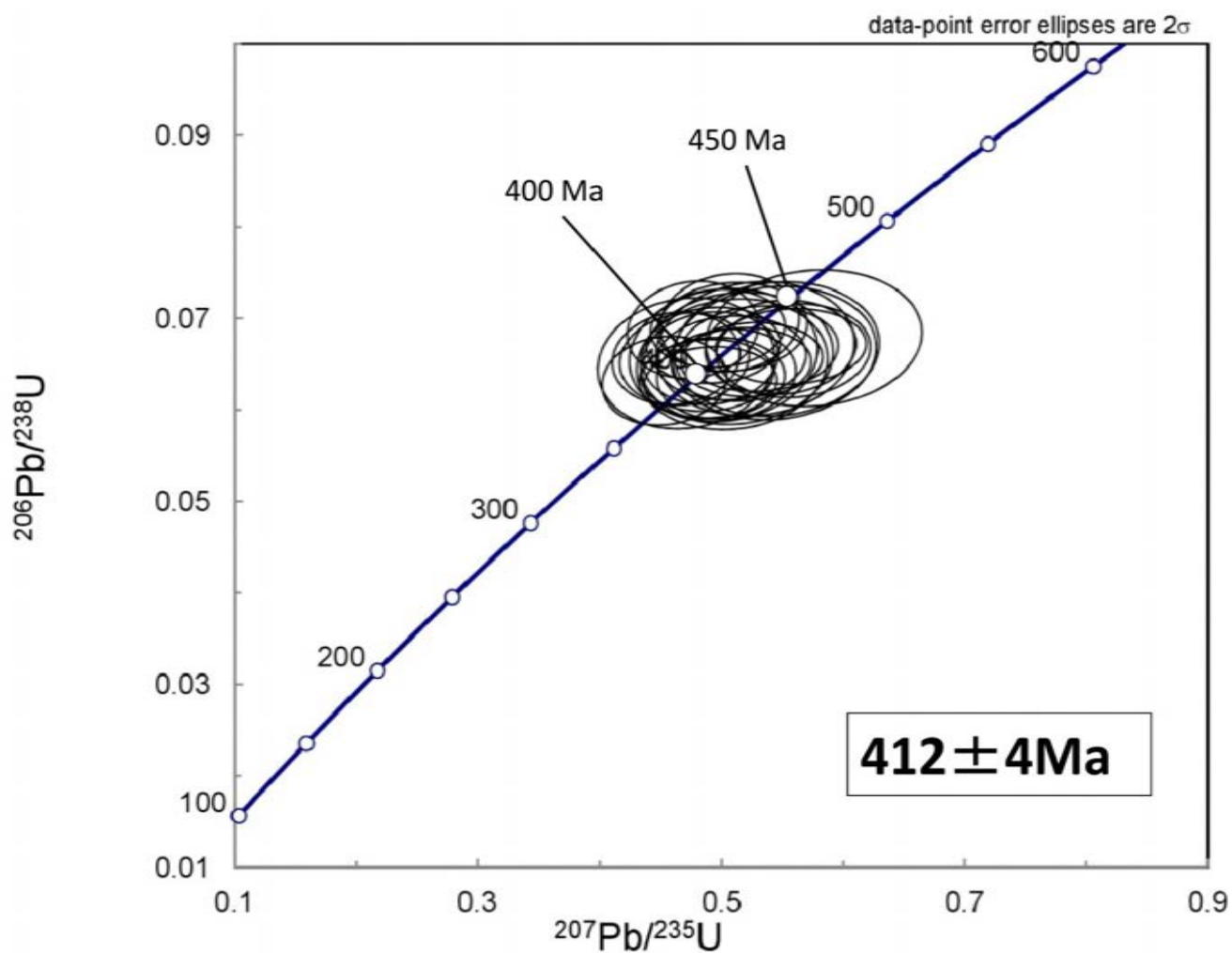


図 9-2: 下條ほか (2010) のデータに基づくコンコードディア図.

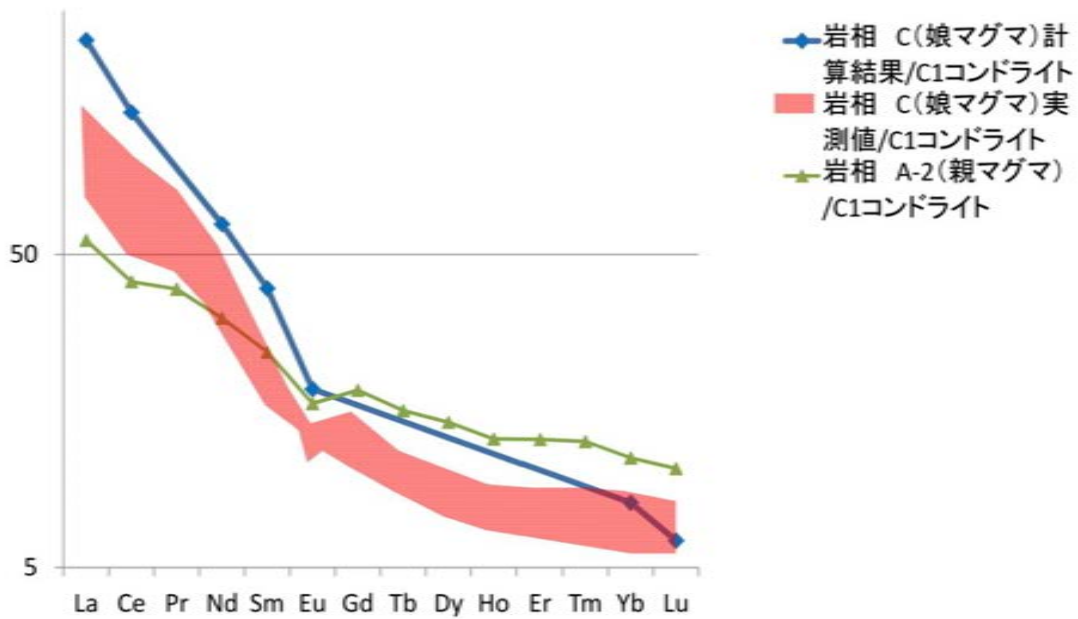


図 9-3: 親マグマ (岩相 A-2) と娘マグマ (岩相 C) の測定結果と計算結果.

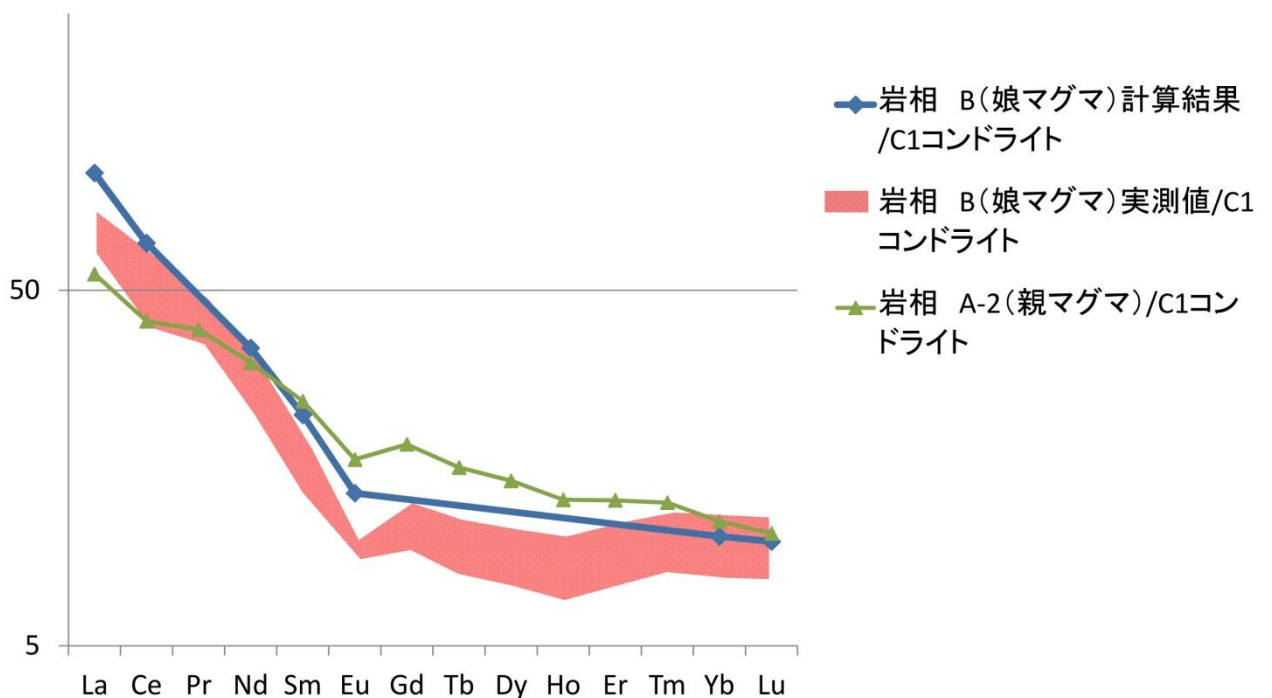


図 9-4: 親マグマ (岩相 A-2) と娘マグマ (岩相 B) の測定結果と計算結果.

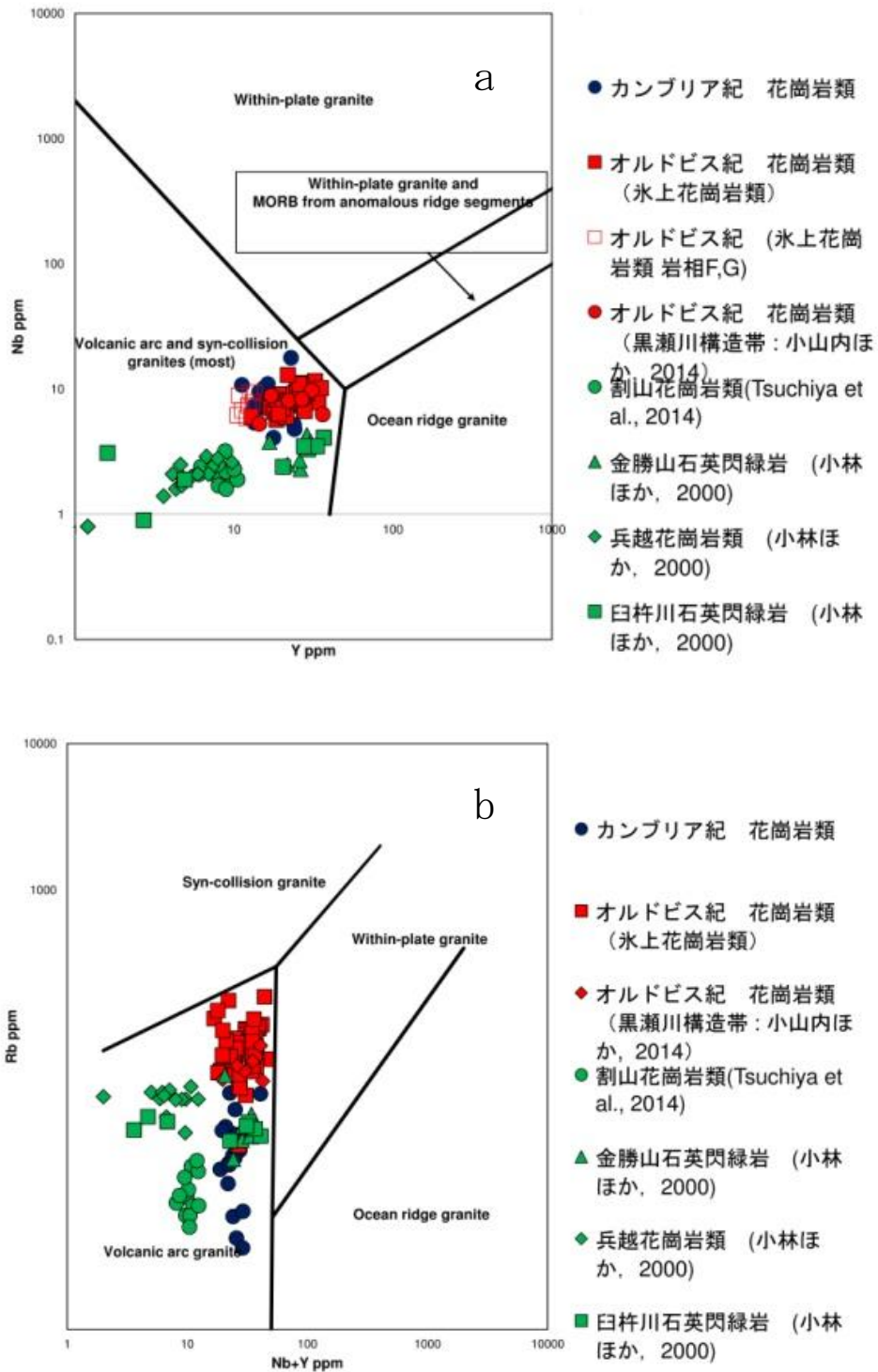


図 9-5 (a, b) : Pearce et al. (1984)における花崗岩判別図.

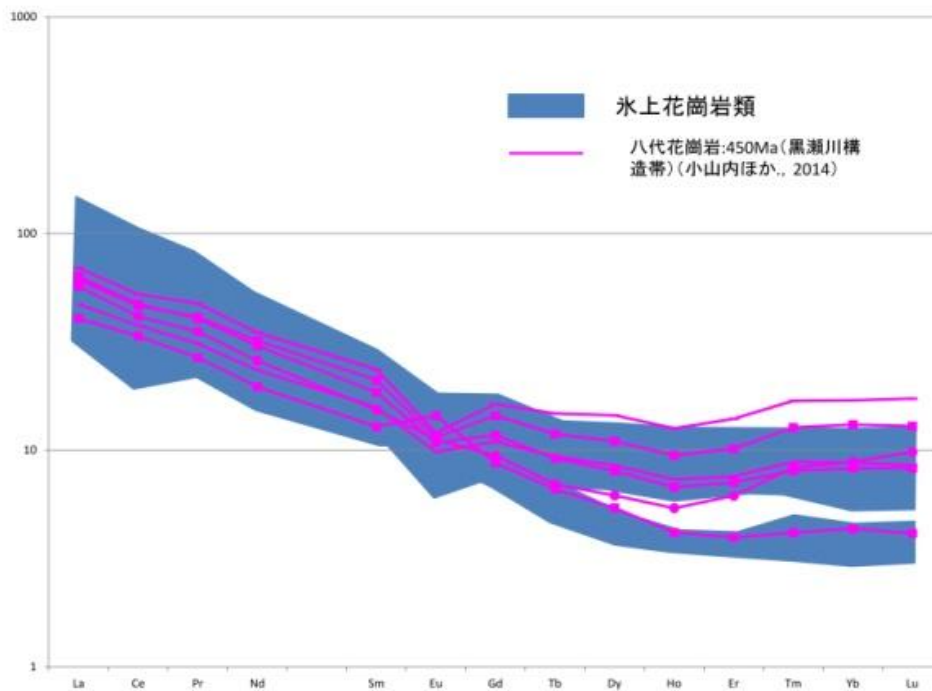


図 9-6: 氷上花崗岩類と八代花崗岩類との REE の比較.

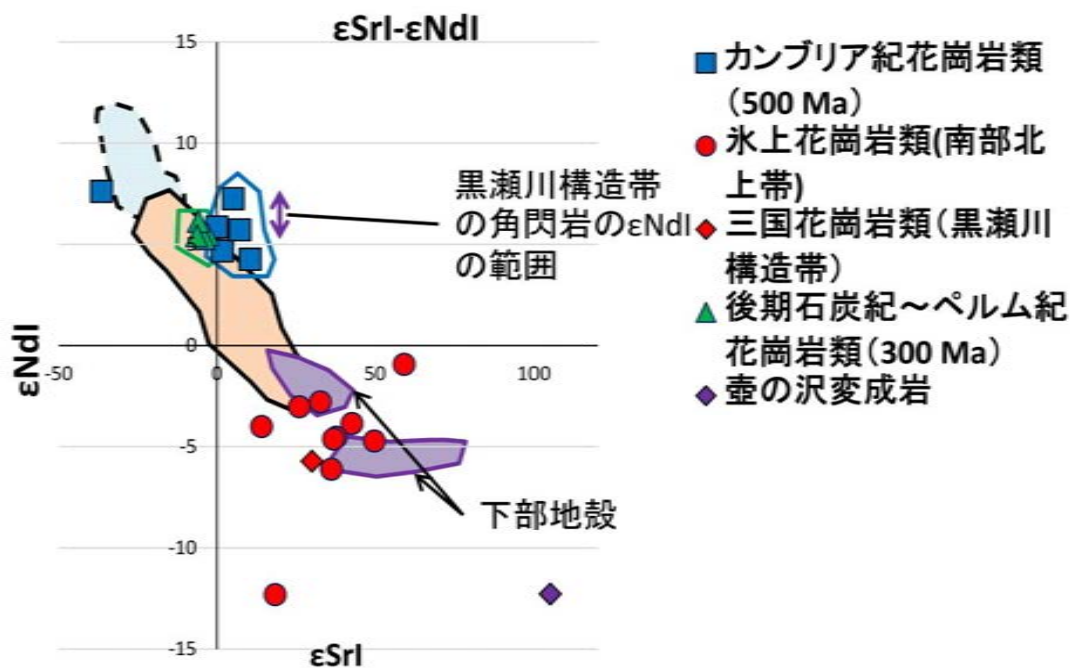


図 9-7: ϵ_{SrI} - ϵ_{NdI} による古生代花崗岩類と予想される起源物質の比較.

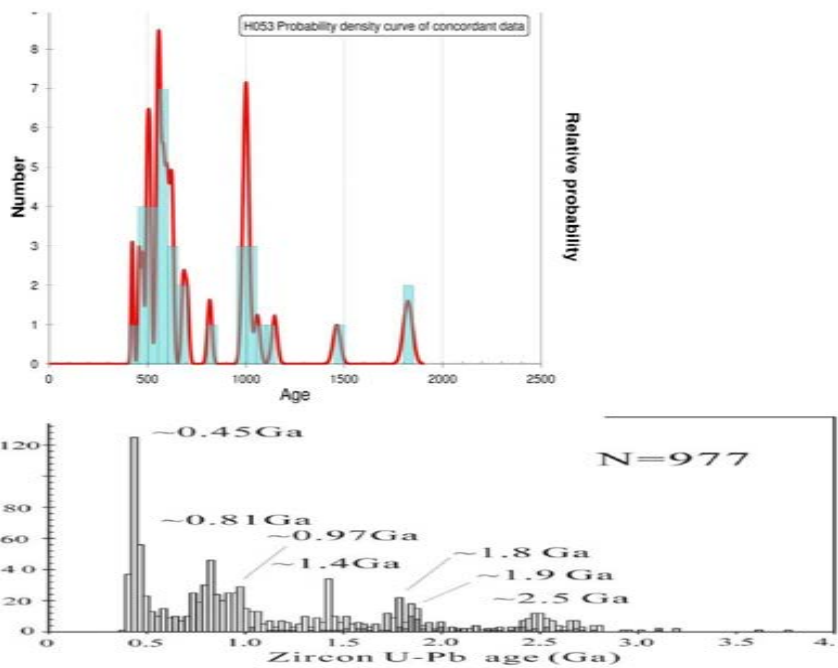


図 9-8: 壺の沢変成岩と南中国地塊における砕屑性ジルコン Yusheng et al (2010) のヒストグラムの比較

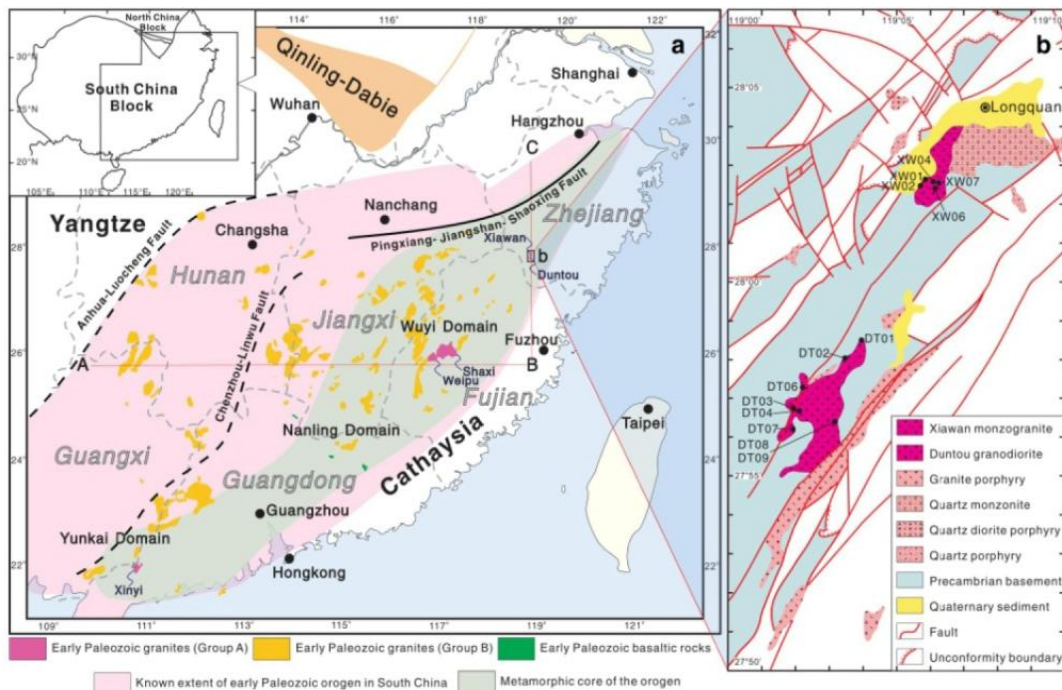


図 9-9: Yan et al (2014) による古生代花崗岩類の分布図

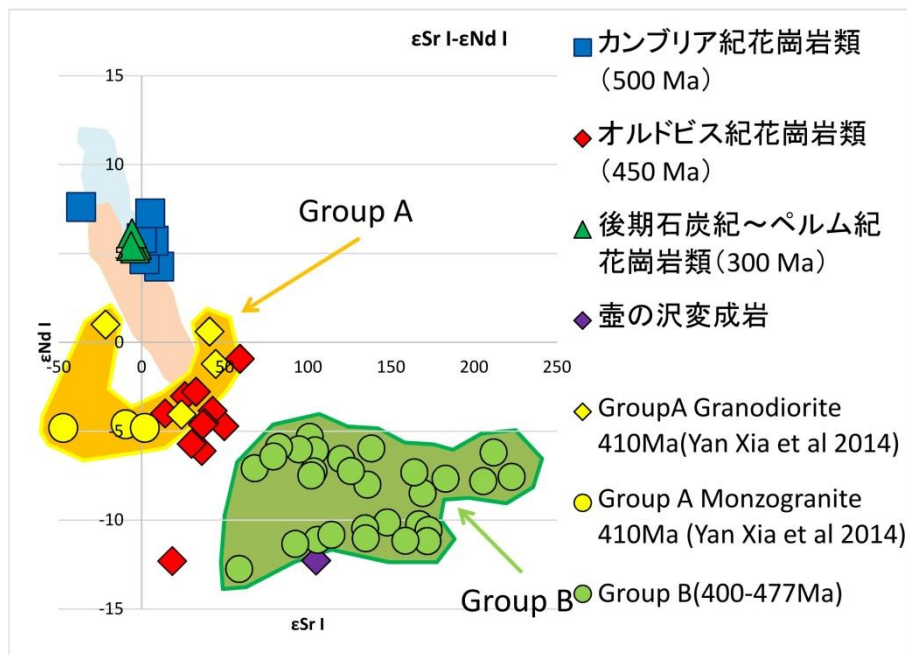


図 9-10: 南中国地塊における古生代前期の花崗岩類グループ A とグループ B と日本列島における古生代花崗岩類.

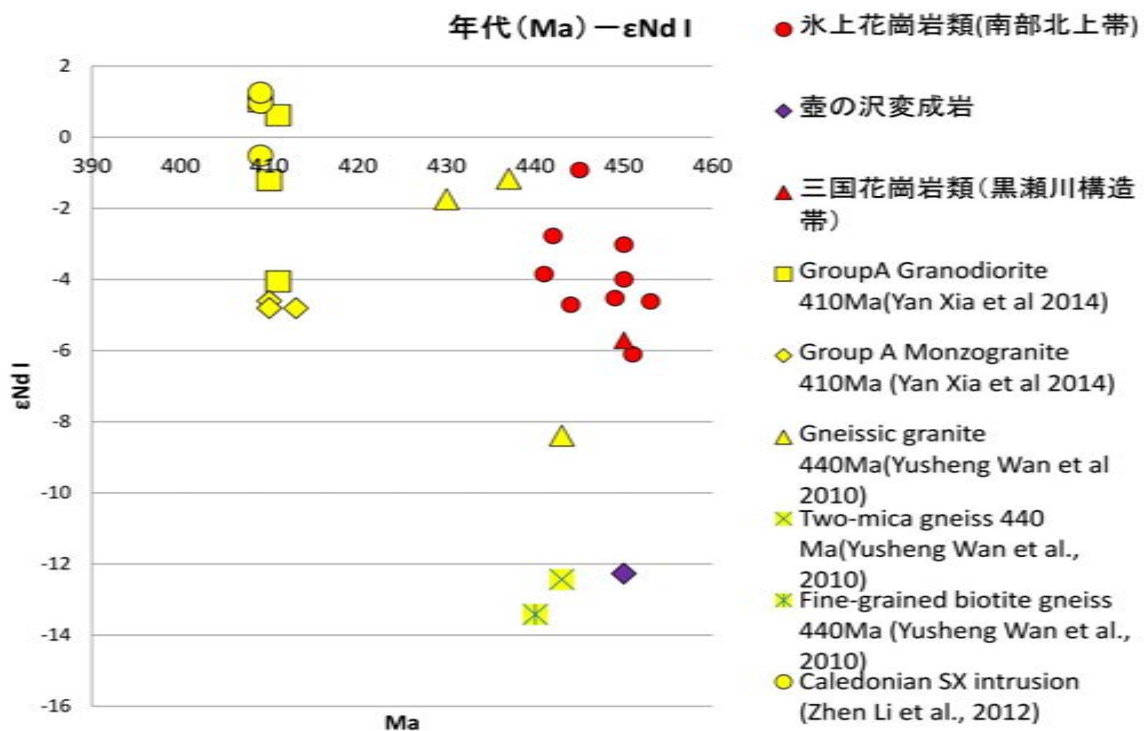


図 9-11: 南中国地塊における古生代前期の花崗岩類グループ A と氷上山花崗岩類, 三国花崗岩類の年代値 (Ma) と ϵ Nd 値の比較.

10. まとめ

1. 南部北上山地，氷上花崗岩体を含有鉱物と化学組成から普通角閃石を含む岩相をAとし，そのうちSiO₂の低いものから岩体南東部の岩相をA-1，中央部の岩相をA-2，北東部の岩相をA-3，南部の岩相をA-4と細分した．さらに，大野型にあたる岩体北部，東部の岩相をB，北部から中央部にかけて広く分布する岩相をC，氷上山南東，大野西方に分布する岩相をD，東側の壺の沢変成岩に隣接する岩相E，西側の壺の沢変成岩に隣接し，Ca，Rbが高い岩相をF，同じく西側の壺の沢変成岩に隣接し，Ca，Rbが低い岩相をGにそれぞれ区分した．また，岩相A-2の分布域には普通角閃石石英斑レイ岩と接する露頭が確認された．岩体の南東では岩相Gと壺の沢変成岩との間にアプライトが確認され，それよりも南では気仙川花崗岩が氷上花崗岩に貫入している露頭を観察することができた．
2. 氷上花崗岩体の花崗岩類 15 試料と小岩体の花崗岩類 4 試料，クサヤミ沢における不整合直上のシルル系川内層のアルコース砂岩 1 試料，アプライトから 1 試料，壺の沢変成岩類から 1 試料，岩相 A-2 と伴って産する普通角閃石石英斑レイ岩 1 試料，奥火の土層におけるガラス質溶結凝灰岩 1 試料からジルコンを分離して年代測定をした．
3. 年代測定の結果，氷上花崗岩類は約 450 Ma であり，岩相 A-2 に伴う普通角閃石斑レイ岩からも同時期の年代を得ることができた．また，CHIME 法による年代測定によって求められていた約 250 Ma，約 350 Ma という年代値は全く認められなかった．以上のことから，氷上花崗岩類の冷却イベントは約 120 Ma のみであると結論される．
4. 氷上花崗岩体の 9 岩相および壺の沢変成岩と古生代の日本列島の花崗岩類の Sr-Nd 同位体組成の測定した．その結果，氷上花崗岩体および三国花崗岩類のオルドビス紀の花崗岩類はマントル列よりも右下にプロットされるので，地殻物質が起源である可能性が高い．カンブリア紀の花崗岩類と後期石炭紀～ペルム紀の花崗岩類はオルドビス紀のものに比べて液相濃集元素に枯渇した組成となっていることが分かった．また，黒瀬川構造帯の三国花崗岩類と南部北上帯の氷上花崗岩類は岩石化学的，年代学的解析に加え Sr-Nd 同位体比も類似する結果を得た．
5. Sr-Nd 同位体組成とジルコン U-Pb 年代測定の比較検討からオルドビス紀の日本は南中国地塊の Cathaysia Block の Yunkai 地域のものに類似していることが分かった．

謝辞

本報告をまとめるにあたり岩手大学大学院教育岩研究科の土谷信高氏には野外巡検調査および室内研究において終始ご指導いただいた。九州大学比較社会文化研究院環境変動部門地球変動講座の小山内康人・中野伸彦・足立達朗・北野一平の各氏には年代測定の際 LA-ICP-MS の使用において大変お世話になった。岡山大学地球物質科学研究センター地球内部物理学研究室の山崎大輔氏には EPMA の使用において大変お世話になった。新潟大学超域研究機構の足立佳子氏には ICP-MS による希土類元素の分析で大変お世話になった。蛍光 X 線分析では岩手県立博物館の赤沼英男氏に大変お世話になった。同位体分析では京都大学附属地球熱学研究施設にて柴田知之氏，芳川雅子氏にお世話になった。岩手大学教育学部社会科教育自然地理学研究室の土井宣夫氏，理科教育物理学研究室の重松公司氏には，査読を通して大変有益なご指導を賜った。岩手県地学教育研究会の方々から有益な議論をいただくことができた。岩手大学教育学部化学教室の菊地洋一氏には，蒸留水を提供していただいた。当研究室の梅津孝昭氏，武田朋代氏，中村一史氏，笹川雄太氏，柳澤嵩志氏，觸澤優子氏には日ごろお世話になった。家族には，大学生活の 6 年間励まし支えてもらった。

以上の方々に深く感謝する。

引用文献

- Adachi, M., Suzuki, K., Yogo, S. and Yoshida, S. (1994) : The Okuhinotsuchi mass in the South Kitakamiterrane: Pre-Silurian basement or Permian intrusive. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, **89**, 21-36.
- Adachi, T., Osanai, Y., Nakano, N. and Owada, M. (2012) : LA-ICP-MS U-Pb zircon and FE-EPMA U-Th-Pb monazite datings on pelitic granulites from the Mt. Ukidake area, Sefuri Mountains, northern Kyushu. *Jour. Geol Soc. Japan*, **118**, 39-52.
- Anderson, J. L. (1996) : Status of thermobarometry in granitic batholiths: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, v. 87, 125-138.
- Aoki, K., Isozaki, Y., Yamamoto, A., Sakata, S. and Hirata, T. (2015) Mid-Paleozoic arc granitoids in SW Japan with Neoproterozoic xenocrysts from South China: new zircon U-Pb ages by LA-ICPMS. *J. Asian Earth Sci.* **97**, 125-135.
- Arth, J. G. (1976) : Behaviour of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications. *Journal of Research of the US Geological Survey*, **4**, 41-47.
- Arth, J. G. & Barker, F. (1976) : Rare earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. *Geology*, **4**, 534-536.
- Barbely, P., Bertrand, J.-M., Angoua, S. & Dautel, D. (1989) : Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites. Aleksod, Central Hoggar, Algeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**, 207-219.
- Bacon, C. R. and Druitt, T. H. (1988) : Compositional Evolution of the Zoned Calcalkaline Magma Chamber of Mount-Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**(2), 224-256.
- Behaviour of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications. *Journal of Research of the US Geological Survey*, **4**, 41-47.
- 浅川敬公 (1997) : 南部北上山地, 氷上花崗岩体について—その2. —. 日本地質学会第104年学術大会要旨. 251.
- 浅川敬公・丸山孝彦・山元正継 (1999) : 南部北上帯, 氷上花こう岩体のRb-Sr 全岩アイソクロン年代. 地質学論集, **53**, 221-234.
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch,

- R. J. and Foundoulis, G. (2003): TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **200**, 155-170.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 208-224.
- Depaolo, D. J., Wasserburg, G. J. (1976b): Radiogenic Isotopes And Crustal Evolution Geophys. Res. Lett., **3**, 743-746
- Depaolo, D. J. (1988): Neodymium Isotope Geochemistry. *Springer-Verlag*, pp. 187.
- 永広昌之・大上和良・蟹沢聡史 (1988): “早池峰構造帯”研究の現状と課題. 地球科学, **42**, 317- 335.
- 永広昌之 (1998) : 南部北上帯-早池峰構造帯と黒瀬川構造帯・“古領家帯” - 構造発達史の比較. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, 211.
- 永広昌之・川村信人・川村寿郎 (2005): II. 1.1 東北地方, 中・古生界、概説および構造帯区分. 日本の地質増補版, 共立出版, 49-50.
- Ehiro, M. and Kanisawa S. (1999) : Origin and evolution of the South Kitakami Microcontinent during the Early-Middle Palaeozoic. In Metcalfe, I., ed., Gondwana dispersion and Asian accretion, 283-295. A. A. Balkema, Rotterdam
- 永広昌之・森清寿郎 (2013) : 南部北上帯長坂地域の先シルル紀基盤岩類・中部～上部古生界と歌津・志津川地域のペルム系～ジュラ系 (付:ペルム系燐酸沿岸の産状). 地質学雑誌, **119**, 47-67.
- 永広昌之 (2015) : 南部北上古陸の形成と発展—2015年3月版—. 日本地質学会東北支部総会, 講演要旨, S-1.
- Fujimaki, H. (1986). Partition-Coefficients of Hf, Zr, and Ree between Zircon, Apatite, and Liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **94**(1): 42-45.
- Griffin, W.L., Powell, W.J., Pearson, N.J. and O’Reilly, S.Y. (2008): GLITTER: Date reduction software for laser ablation ICP-MS. *Miner. Assoc. Can. Short Course, Ser. 40*, Appendix A2, 308-311
- 早坂康隆 (2012) : ジルコンの Sc/Y および Th/U 比の地質学的意味. 日本地質学会第 118 年学術大会要旨.
- Hartmann, L.A. and Santos, J.O.S. (2004) : Predominance of high Th/U, magmatic zircon in Brazilian Shield sandstone. *Geology*, **32**, 73-76.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) : Non-ideal interactions calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry.

- Contrib Mineral Petrol*, **116**, 433–447.
- Hollister, L. S. , Grissom, G. C. , Peters, E. K. , Stowell, H. H. and Sisson, V. B. (1987) : Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline Plutons. *American Mineralogist*, **72**, 231–239.
- Hoskin, P.W. and Black, L.P. (2000) : Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 423–439.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・中間隆晃・山本伸次・柳井修一 (2011) : 活動的大陸縁の肥大と縮小の歴史-日本列島形成史アップデート-. 地学雑誌, **120**, 65–99.
- Isozaki, Y., Aoki, K., Sakata, S., and Hirata, T., (2014) The eastern extension of Paleozoic South China in NE Japan evidenced by detrital zircon, *GFF*, 136:1, 116–119,
- Isozaki, Y., Ehiro, M., Nakahata, H., Aoki, K., Sakata, S., Hirata T (2015) : Cambrian plutonism in Northeast Japan and its significance for the earliest arc-trench system of proto-Japan: New U-Pb zircon ages of the oldest granitoids in the Kitakami and Ou Mountains. *Journal of Asian Earth Sciences*, **108**, 136–149
- 石井清彦・千藤忠昌・植田良夫・島津光夫 (1956) : 岩手県地質説明書Ⅱ, 岩手県の火成岩. 岩手県, 50.
- Ishii, K. , Sendo, T. , Ueda, Y and Yamashita, Y. (1956) : The diversity of the Tanohata granitic mass, Northern Kitakami Mountains, Iwate Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ, Ser . 3, 5*, 153–167
- Ishii, K. , Sendo, T. , Ueda, Y and Yamashita, Y. (1960) : Granitic rocks of the Hinokamiyama district. Northeastern Kitakamimaassif. *Sci. Rep. Tohoku Univ, Ser . 3, 6*, 439–485
- Jackson, S. E. , Pearson, N. , Griffin, W. L. and Belousova, E. A. (2004) : The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47–69.
- Kagami, H. , Iizumi, S. , Iwata, M. (1993) : Sr-Nd Isotope Systematics of Xenoliths in Cenozoic Volcanic Rocks from SW Japan. *Proc. Japan Acad.* , **69**, Ser. B. , 1–6.
- 蟹澤聡史・永広昌之・大上和良 (1992) : 松ヶ平-母体変成岩類中の角閃岩類のK-Ar 年代とその意義. 岩鉱, **87**, 412–419.
- Kato, K. and Saka, Y. (2006) : New model for the Early Cretaceous development

- of SW Japan based on basic rocks of the Chichibu Composite Terrane. *Geosciences Journal.*, **10**, 275–289.
- 川村信人 (1977) : 世田米地域より発見されたシルリア系について. 総合研究連絡史 北日本古生代の造山運動, **3**, 17–23.
- Kawamura, M. (1980) : Silurian Halysitids from the Shimoarisu District, Iwate Prefecture, Northeast Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, **19**, 273–303.
- 川村信人 (1982) : 南部北上帯シルル系奥火の土層の凝灰岩類. 地球科学, **36**, 261–271.
- 川村信人 (1983) : 南部北上山地のシルル系奥火の土層と先シルル紀花崗岩体. 地質学雑誌, **89**, 99–116.
- Kido, E. and Sugiyama, T. (2011) : Silurian rugose corals from the Kurosegawa Terrane, Southwest Japan, and their paleobiogeographic implications *Bulletin of Geosciences*, **86**, 49 - 61
- 北上古生層研究グループ (1982) : 南部北上帯の先シルル紀基盤. 地質学論集, **21**, 261–281.
- 小林靖広・高木秀雄 (2000) : 南部北上帯氷上花崗岩類の岩相区分, 構造および岩石化学. 地質学論集, **56**, 103–122.
- 小林靖広・高木秀雄・加藤 潔・山後公二・柴田 賢 (2000) : 日本の古生代花崗岩類の岩石化学的性質とその対比. 地質学論集, **56**, 65–88.
- Murata., M., Okami, K., Knisawa, S. and Ehiro, M (1982) : Additional evidence for the Pre-Silurian basement in the Kitakami massif, Northeast Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **21**, 245–259.
- Ludwing, K. R. (2003) : Users manual for isoplot 3. A geochronological toolkit for Microsoft excel. Berkeley Geochronol. *Centre Spec. Pub.*, **4**.
- 村田正文・蟹沢聰史・植田良夫・武田信従, 1974, 北上山地シルル系基底と先シルル系花崗岩体. 地質学雑誌, **80**, 475–486.
- 中井 均・田近 淳・川村信人・永田秀尚・川村寿郎 (1980) : 南部北上山地, 八日町–小松峠地域のシルル–デボン紀化石新山地. 地質学雑誌, **86**, 356–358.
- Nash, W. P. and Crecraft, H. R. (1985) : Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**: 2, 309–2, 322.
- Neo, N., Yamazaki, S., Miyashita, S. (2009) : Data report: bulk rock compositions of samples from the IODP Expedition 309/312 sample pool, ODP Hole 1256D, In Teagle, D. A. H., Alt, J. C., Umino, S., Miyashita, S.,

- Banerjee, N. R., Wilson, D. S., the Expedition 309/312 Scientists (Eds.), Proceedings of IODP, 309/312: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc).
doi:10.2204/iodp.proc.309312.204.2009
- 野沢 保・吉田 尚・片田正人・柴田 賢 (1975) : デボン系をつらぬく氷上花崗岩. 地質学雑誌, **81**, 581-583.
- Okami, K. and Murata, M. (1975) : Basal sandstone of the Silurian Kawauchi Formation in the Kitakami Massif, Northeast Japan. J. Geol. Soc. Japan, **81**, 339-348.
- 大上和良・永広昌之 (1988) : 北部北上山地の先宮古統堆積岩類に関する研究の総括と現状. 地球科学, **42**, 187-201.
- 小山内康人・濱本拓志・加々美寛雄・大和田正明・堂山大助・安東 努 (2000) : 九州黒瀬川帯に産するザクロ石-単斜輝石グラニュライトおよびザクロ石角閃岩の原岩と同位体年代. 地質学論集, **56**, 199-212.
- 小山内康人・吉本紋・中野伸彦・足立達朗・北野一平・米村和紘・佐々木惇・土谷信高・石塚英男 (2014) : 九州・黒瀬川構造帯における古生代花崗岩類および関連火成岩類のLA-ICP-MSジルコンU-Pb年代. 岩鉱, **43**, 71-99.
- 小貫義男 (1969) : 北上山地地質誌. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 69.
- Peaces, J. B. and Miller, J. D. J. (1993) : U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. Jour. Geophys. Res., **98**, 13997-14013.
- Qian, Q. and Hermann, J. (2013) : Partial melting of lower crust at 10-15 kbar: constraints on adakite and TTG formation. Contrib. Mineral. Petrol., **165**, 1195- 1224
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) : Composition of the continental crust. In Rudnick, R. L., Holland, H. D., and Turekian, K. K., eds., Treatise on geochemistry, 3, the crust, Elsevier, 1-64.
- 坂口 隆 (1978MS) : 岩手県住田町世田米白石峠西方の地質. 北海道大地鉱教室卒論.
- Sakashima, T., Terada, K., Takeshita, T., Sano, Y., (2003) : Large-scale displacement along the Median Tectonic Line, Japan: evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating of granites and gneiss from the South Kitakami and paleo-Ryoke belts. J. Asian Earth Sci. **21**, 1019-1039

- 佐々木みぎわ, 東田和弘, 大藤 茂 (1997) : 南部北上山地, 上部デボン系鶯ヶ森層基底部の不整合露頭. 地質学雑誌, **103**, 647-655.
- 柴田 賢 (1973) : 氷上花崗岩および薄衣花崗岩礫のK-Ar 年代. 地質学雑誌, **79**, 705-707.
- Shibata, K. (1974) : Rb-Sr geochronology of the Hikami granite, Kitakami mountains, Japan. *Geochemical Journal*, **8**, 193-207.
- 柴田 賢・内海 茂 (1975) : 南部北上山地氷上花崗岩のK-Ar 年代. 地質調査所月報, **26**, 235-241.
- 下條将徳・大藤 茂・柳井修一・平田岳史・丸山茂徳, (2010) : 南部北上帯古期岩類のLA-ICP-MS U-Pb ジルコン年代. 地学雑誌, **119**, 257-269.
- Slagsted, T., Jamieson, R. A., and Culshaw, N. G. (2005) : Formation, Crystallization, and Migration of Melt in the Mid-orogenic Crst: Muskoka Domain Migmatites, Grenville Province, Ontario. *Journal of Petrology*. **46**, 893-919.
- Streckeisen, A. (1976) : To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**, 1-33.
- Suzuki, Y. (1956) : On the occurrence of the so called Tsubonosawa gneiss in the Kitakami district, Japan. *four. Eac. Sei. , Hokkaido Univ. , Ser. 9*. 337-350 .
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1991) : Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawaparagneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-UtotalPb isochron ages of monazite, zircon, and xenotime. *Geochemical Journal*, **25**, 357-376.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1993) : 240Ma CHIME ages of monazite and zircon from the Hirasawa granitic mass in the South Kitakami terrane, *jouh. Earth Planet. Sci. , Nagoya Univ. , 40*, 1-16
- 鈴木和博・足立守・山後公二・千葉弘一 (1992) : 南部北上帯の氷上花崗岩および“シルル・デボン系” 碎屑岩中のモナザイト・ジルコンCHIME 年代. 岩鉱, **87**, 330-349.
- 鈴木和博・足立守 (1994) : 南部北上帯, 先白亜紀花崗岩のCHIME年代. 日本地質学会第101年学術大会要旨. 231.
- 鈴木和博・足立守 (1997) : CHIME 年代による氷上花崗岩の再検討. 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集 G22-05. P458.
- 鈴木和博・足立守 (1998) : CHIME年代からみた氷上花崗岩と他の先白亜紀各岩類. 日本地質学会第105年学術大会要旨. 212.
- 鈴木和博 (2010) : 電子プローブマイクロアナライザを用いたCHIME年代測定.

- 地質学雑誌, 111, 509–526.
- 鈴木和博・柴田賢・浅原良浩・アブドゥルザーラ イマド カディム (2015): 氷上花崗岩再訪. 地質学会第122年大会, 209
- 田切美智雄・森本麻希・望月涼子・横須賀歩・Daniel J. Dunkley・足立達朗 (2010): 日立変成岩類—カンブリア紀のSHRIMP ジルコン年代をもつ変成花崗岩質岩類の産状とその地質について. 地学雑誌, 119, 245–256.
- 高橋裕平 (1989): 広島市周辺の広島花崗岩類の黒雲母と角閃石—特に角閃石圧力計の応用—. MAGMA, 84, 20–24.
- Tsuchiya, N., Takeda, T., Tani, K., Adachi, T., Nakano, N., Osanai, Y., and Kimura, J. (2014): Zircon U–Pb age and its geological significance of late Carboniferous and Early Cretaceous adakitic granites from eastern margin of the Abukuma Mountains, *Japan, Jour. Geol. Soc. Japan*, 120, No. 2, 37–51
- 土谷信高・武田朋代・佐々木惇・足立達朗・中野伸彦・小山内康人 足立佳子 (2014): 南部北上山地, 大船渡市甫嶺付近から見いだされたカンブリア紀のU–Pbジルコン年代を示すトータル岩について. 地球惑星科学連合2014大会講演予稿集.
- 土谷信高・佐々木惇・足立達朗・中野伸彦・小山内康人 足立佳子 (2015): 後期石炭紀～前期ペルム紀花崗岩類の年代学および岩石化学的特徴. 日本鉱物科学会2015年大会, 165.
- 生出慶司・中川久夫・蟹沢聡史 (1989), 東北地方(日本の地質2), 共立出版, 3p
- 内野隆之・栗原敏之・川村信人 (2005): 早池峰帯から発見された前期石炭紀放射虫化石—付加体碎屑岩からの日本最古の化石年代—. 地質学雑誌, 111, 249–252
- Watson, E. B., Harrison, T. M., (1983): Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295–304.
- Wetherill, G. W., (1956): Discordant Uranium–Lead Ages, I. *Trans. Am. Geophys. Union*, 37, 320–326.
- Watanabe, T., Fanning, C.M., Uruno, K. and Kano, H. (1995): Pre–Middle Silurian granitic magmatism and associated metamorphism in northern Japan: SHRIMP U–Pb zircon chronology. *Geological Journal*, 30, 273–280.
- 渡辺万次郎 (1950): 北上山地の火成活動. 地団研専報, 4, 23p
- 山崎 円・大上和良・永広昌之・大石雅之 (1984): 南部北上山地北縁部, 折壁峠のシルル系. 地球科学, 38, 268–272.

- Yan, X., Xisheng, X., Haibo, Z. b., Lei, L. (2014): Early Paleozoic crust-mantle interaction and lithosphere delamination in South China Block: Evidence from geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-Hf isotopes of granites. *Lithos*, **184-187**, 416-435.
- Yusheng, W., Dunyi, L., Simon A. W., Jianjin, C., Bin, C., Chunyan, D., Biao, S., Lilin, D. (2010): Evolution of the Yunkai Terrane, South China: Evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating, geochemistry and Nd isotope. *Journal of Asian Earth Sciences*, **37**, 140-153.