

長石を用いた光励起ルミネッセンス年代測定法による浜松沿岸低地の発達過程の考察

Development Process of Hamamatsu Strand Plain Elucidated from Optically Stimulated Luminescence Dating using Feldspar

石橋 徹¹・鈴木一省¹・劉 海江²・高川智博³・佐藤慎司⁴

Toru ISHIBASHI, Issei SUZUKI, Haijiang LIU, Tomohiro TAKAGAWA and Shinji SATO

The development process of the Hamamatsu strand plain was studied by using Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating. The temporal and spatial change of Enshu-nada coast line for 6000 years was revealed by the OSL ages of feldspar particles in foreshore sediments under beach ridges. The rate of coastal progradation was estimated at 1.06 m/year within 1500 years. The speed corresponds quantitatively with the estimation of previous studies.

1. はじめに

近年海岸侵食の深刻化や地球温暖化による海水準変動の懸念から、より長い時間スケールでの海浜の発達過程を定量的に評価する手法の構築が求められている。本研究では、長石粒子の光励起ルミネッセンス (OSL) を利用した年代測定を実施することにより、これまで形成年代を推定することが困難であった数年～数千年前の海浜堆積物から堆積年代を推定する方法を確立し、それを浜松沿岸低地の堆積物に適用することで、海浜の発達過程を定量的に復元することを試みた。

2. 光励起ルミネッセンス年代測定法

(1) ルミネッセンス現象

自然界には、ウランなどの放射性同位体から発せられた放射線や宇宙から飛来した放射線 (宇宙線) が存在する。それらは鉱物粒子に放射線損傷を与え、その際、不対電子があるエネルギー状態に励起される。その状態の時に外部から熱や光などによってエネルギーが加わると、励起した不対電子が元の状態に回復し、減少したエネルギー分の蛍光発光が起こる。これをルミネッセンスと呼ぶ。熱による発光現象を Thermoluminescence (TL)、光による発光現象を Optically Stimulated Luminescence (OSL) という (Aitken, 1998)。

(2) ルミネッセンスの年代測定への応用

鉱物粒子が受けた自然放射線の総量 (等価線量) は励起不対電子量に比例し、励起不対電子量はルミネッセ

ンス強度に比例する。まず等価線量を調べたい試料中の鉱物粒子に対し加熱または励起光の照射を行いルミネッセンス強度を測定する。次に発光し尽くした鉱物粒子にβ線を照射し、照射線量とルミネッセンス強度が比例関係にあることを確認し、比例定数を算出する。これらの結果より試料の等価線量を求め、等価線量を年間線量で割れば、最後にリセットされてからの年代が求められる (Aitken, 1998)。

埋積前に、鉱物粒子が移動過程において十分な露光状態にあった場合 (完全露光)、励起不対電子量は減少して0になるので、等価線量の値はリセットされて0となる (図-1)。この場合、等価線量が最後にリセットされたのは埋積直前であり、上の手順で求められた年代は堆積物が埋積された年代と一致する。

埋積前に十分な露光がなされていない場合 (部分露光: パーシャルブリーチ)、等価線量が一部リセットされないため、実際の埋積年代よりも年代を過大評価してしまう (図-1)。年代測定の際には、試料が完全露光しているかどうかには留意する必要がある。

(3) TL/OSLと長石/石英の差異

TLとOSLはどちらも露光によって信号強度が減少す

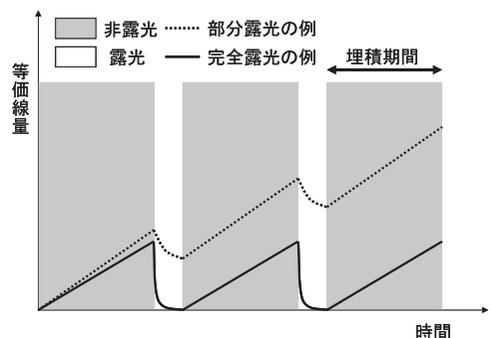


図-1 露光状態の違いによる等価線量の推移

1 学生会員 東京大学大学院工学系研究科社会基盤学専攻
2 正会員 工博 東京大学特任助教同上
3 正会員 理博 東京大学助教同上
4 フェロー 工博 東京大学教授同上

るが、減少速度は大きく異なる。直射日光のもとでTLは緩やかに減少し、数日程度では数分の1程度にしかならないのに対し、OSLは減少が著しく、数秒程度の露光でほぼ完全にリセットされる (Godfrey-Smithら, 1988)。堆積年代を求めるとき、減少速度が大きいほど土砂輸送中の短時間露光でも完全露光されやすいので、年代測定にはOSLを用いた。

OSL測定には長石や石英が用いられる。長石は信号強度が大きいのが、励起した不対電子が光刺激なしにホールと再結合してしまうフェーディング現象を生じる (塚本ら, 2005)。石英は逆に信号強度は小さいが、フェーディング現象を起こさない。

3. 浜松沿岸低地の特徴と測定試料の堆積環境

本研究では、OSL年代測定を浜松沿岸低地の堆積物に適用した。浜松沿岸低地は浜名湖東側の三方原台地の南に広がり、旧海食崖の前面に複数の浜堤が分布し、例えば松原 (2008) ではこれら浜堤を7列に区分している (図-2)。これまでそれぞれの浜堤の形成年代は、貝塚 (芝野ら, 1988) や、浜堤間湿地のピート層 (池谷ら, 1990)、遺跡 (松原, 2008) などの分布と形成年代から推測されている。低地表層に分布する浜堤列は、およそ6,000yrBPの縄文海進以降に相対的海水準が低下する過程で、天竜川によって河口部に供給された土砂が沿岸漂砂によって運ばれて砂堆が形成され、それと同時に砂堆を構成する細粒な底質が風によって運ばれて砂堆の上に風成層が堆積することによって形成されたと考えられている (芝野ら, 1988)。また、それぞれの浜堤が海水準の微変動の極大期に形成されたとする考えもある (池谷ら, 1990)。しかし、これを検証するほど十分なデータは得られていない。

これまで海岸線の発達過程を復元するために用いられていた証拠は海浜の地形形成を直接示すものではなく、例えば陸域であったことを示す遺跡のような間接的な証拠に基づいて推測されていた。したがって、海岸線を直接示す海浜堆積物そのものから堆積年代を推定することが可能となれば、沿岸低地の発達過程の理解が飛躍的に進むと期待される。本研究ではこのような発展性を見据

え、対象地域の浜堤列から海浜堆積物を採取した。

採取地点は、図-2に示したA～Hの8地点で、このうち、A～D, G, H地点では塩ビパイプを用いて簡易掘削を行い、地下1.5mの試料を採取した。調査地域は市街地化が進行しているため、試料採取は人為改変の影響が少ない神社境内を主な対象として実施した。さらに、EとFの両地点では、特に浜堤を構成する地層の堆積環境を調べるため、ジオスライサーを用いて3～4mの不擾乱試料を採取し、あわせて地中レーダー探査 (GPR) を実施した。

地中レーダーは、地中に電磁波を照射し、その反射波を測定することで、地下構造を可視化するものである。電磁波は誘電率の異なる地層の境界面 (例えば泥層と砂層の境界面) で強く反射する性質がある (高川ら, 2008)。図-3は地点Eに設定した南北の測線で得られた地中レーダー断面である。南傾斜の地層構造が認められ、特に、白い点線で示した部分には南側に1/10の勾配で傾斜する強い反射面が認められた。測線上の3地点 (E1, E2, E3) で得られた掘削試料を10cmごとにスライスして、レーザー回折式粒度分析器で粒度分析した結果、これらの反射面は、上下の層に比べて極端に粒径の大きい10mm程度の礫を含む層 (a, b, c) に対応することが明らかになった。高川ら (2008) は、中田島砂丘内の地点Iにおける同様の手法を用いた調査で、現在の海浜との類似性からこのような地層構造と粒度構成をもつ地層が、低潮位線付近に形成されるビーチステップに集積した粗粒堆積物によって形成されることを見出した。また、南傾斜の地層構造は、海浜が南側へ前進して形成されたことを示している。図-4には比較のため、高川ら (2008) の結果を標高をそろえて示した。本研究で特定された礫層の標高はT. P. -1～0mで、地点Iの結果とほぼ一致し、地層が形成された当時の海水準が現在とほぼ同じであったと推定される。礫層より上位の地層は磁鉄鉱を多く含み、南傾斜の平行葉理が発達した地層で、中～粗粒砂からなり、極粗粒砂以上の砂も含む。このような特徴はやはり、地点Iの結果と一致し、前浜の堆積物と考えられる。高川ら (2008) によると、地点Iの風成砂丘堆積物は極細粒砂～中粒砂からなり、粗粒砂より大きな粒子をほとんど含まないという特徴を持ち、標高+1.6m以上に分布するとしている。本調査地点のE2でも標高+1.9m以上の堆積物に同様の傾向が認められる。以上の結果から、浜堤列の地層は、ビーチステップの礫層を含む前浜環境で形成された地層とその上位に重なる風成砂丘層から成ることが明らかとなった。また、本調査地域に分布する地層においては粒度組成の情報から、堆積環境をある程度特定可能であることも判明した。地点A～D, G, Hで採取した試料を粒度分析した結果、得られた試料は全て前浜環

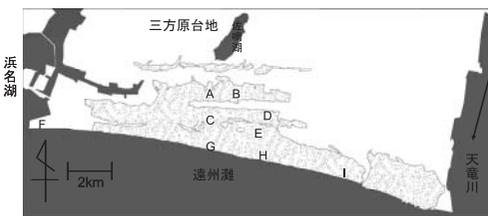


図-2 浜松沿岸低地における砂州・砂丘堆積物の分布と試料採取地点

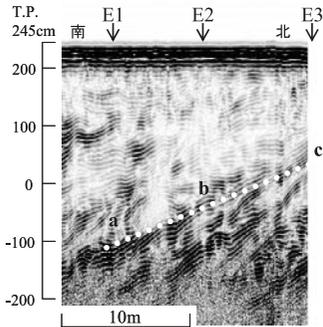


図-3 GPRによるE地点の地層構造

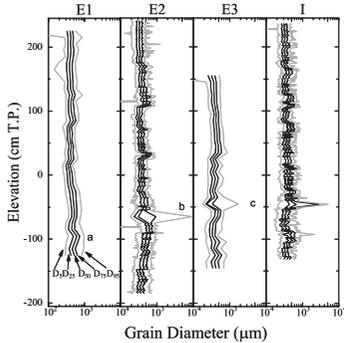


図-4 E1, E2, E3, Iにおける粒度分析結果

境で堆積したものであると推定された。したがって、試料から堆積年代を推定できれば、その年代の海岸線の位置を直接復元することができる。

4. OSL測定用試料の前処理

事前測定において石英を用いた際、数粒ではOSL強度が計測不可能、数十粒では長石が混入し長石の信号が全体の約70%を占めた。純粋な石英の信号の計測が困難だったため、石英に比べて信号が大きいカリ長石を用いた。

前処理方法は白井ら(2008)を参考にした。柱状試料が露光した場合、正確な年代測定結果が得られない。したがって、以下の前処理作業は暗室内で、OSL信号に影響が極めて少ないオレンジ光(FUJIFILM BPB60使用)のもと行った。まずふるい分けにより300~500μmの粒子を取り出した。次に有機物を取り除くために15%過酸化水素水で4時間、炭酸塩を取り除くために18%塩酸で2時間処理を行った。最後に比重を2.55~2.62に調整した重液を用いて、カリ長石を多く含む軽い砂を石英や重鉱物から分離した。こうして得られたカリ長石を直径1cm程度の金属ディスクに数粒ずつ固定したものを、1地点につき12枚ずつ用意した。

5. OSL測定と等価線量算定

OSLの測定にはRiso TL/OSL Reader装置を用いた。β線

源出力は0.18 (Gy/s)、励起光源は赤外光(波長870nm)、フィルターはblue filter pack (BG39, CN7-59)を用いた。年代測定方法にはMurrayら(2000)が確立したSingle Aliquot Regenerative-dose method (SAR法)を用いた。

SAR法とは、試料のOSL信号(natural)を測定した後、放射線を照射して、naturalと同じ信号強度を与える放射線量(等価線量)を求める方法である(塚本ら, 2005)。しかし一旦OSLの測定を行うと、次回の照射では同じ量の放射線を照射しても生じるOSL信号の強度が変化してしまう。Murrayら(2000)は照射と測定を行った直後に弱い一定の放射線(テストドーズ)を照射して、再び測定を行い、この信号強度をテストドーズによって生じたルミネッセンス強度で規格化することにより、感度変化を補正することを提案した。

まず試料の加熱(プレヒート)を行う。OSL測定のためには安定した電子からの光のみを取り出す必要があるが、人為照射によって生じるOSLには、照射後1時間もすると消えてしまうような不安定なものも含まれている。このような不安定な電子を加熱により取り除くのがプレヒートの目的である。プレヒートの後、naturalのOSL(Ln)を測定する。次にテストドーズを照射し、再び低温でプレヒート(カットヒート)を行い、テストドーズによって生じたOSL(Tn)を測定する。次に同じディスクに放射線(D1)を照射し、プレヒート→OSL(L1)→テストドーズ→カットヒート→テストドーズOSL(T1)と繰り返す。このサイクルを最初に照射する線量のみを変えて3回(D1, D2, D3)繰り返した後、最後に照射量を0にした場合(D0)と、もう一度最初と同じ放射線(D1')を照射した場合とで行う。このようにして、各サイクルのOSLとテストドーズOSLとの比(R1, R2, R3, R0, R1')をとれば、感度変化を補正した放射線応答曲線(図-5)を描くことができ、この曲線上でnaturalと同じRnの値をとる放射線量が求める等価線量となる。

測定の際に用いるプレヒート温度を決定するために、pre-heat & dose recovery testを行った(塚本ら, 2005)。D

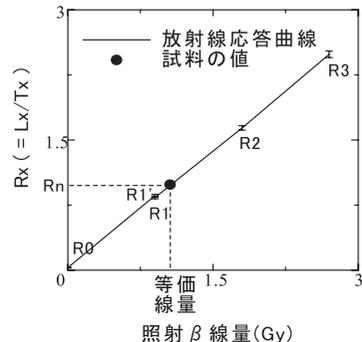


図-5 放射線応答曲線の例

地点で採取した柱状試料から作った21枚のディスクを用意し、一度450℃で10秒間加熱しOSL信号を空にした後に、β線を2.16 (Gy) 照射し、それぞれ120~220℃まで20℃刻みで7種類のプレヒート温度に設定して測定を行った。カットヒート温度は一律160℃とした。

また、測定自体の良し悪しを決めるために、Recycling ratioとRecuperation値を用いて評価した。Recycling ratioとは、SAR法のサイクルの中で、naturalの測定後最初のサイクルで求められたR1と一番最後のサイクルで求められたR1'の割合を表したものである(塚本ら, 2005)。どちらも同じ照射時間であるので、Recycling ratioは1に近いほうが望ましい。そうでなければ、SAR法による感度の補正が正常に機能していないことを示す。塚本ら(2005)より、Recycling ratioが0.9以下または1.1以上の測定結果を棄却した。Recuperationは、SAR法のサイクルの中で、β線照射量が0のサイクルで求められたR0がnaturalのサイクル(一番最初の測定)で求められたRnの何%にあたるかを示す。Murrayら(2000)より、Recuperationが5%以上の測定結果を棄却した。

測定結果は図-6, 7に示す。β線照射量が2.16 (Gy) に近く Recycling ratioとRecuperationが十分な値である140℃を、最終的に用いるプレヒート温度として採用した。

A~Hの8地点について、得られた柱状試料からそれぞれ12枚ディスクを用意し、SAR法によって等価線量を求めた。パーシャルブリーチによる埋積後の蓄積線量の過大評価の影響を最小化するため、12枚のディスク測定結果のうち最も値が小さいものを埋積年代の推定に用いた。

6. 年間線量算定

年間線量は、Aitken (1998) の計算式によって求める。まずコア試料中の放射性元素U-238, Th-232, K-40の含有量を測定した。これを換算係数(Aitken, 1998)によってそれぞれの年間線量(α線, β線, γ線)に換算した。コア試料中に含まれる水分によって放射線は遮蔽されるので、含水比を計算したのち、Aitken (1998) の式を用いてその影響分を考慮した。年間宇宙線量は、緯度経度

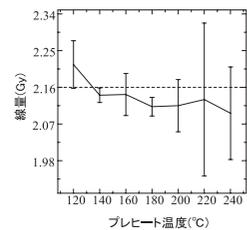


図-6 pre-heat & dose recovery test

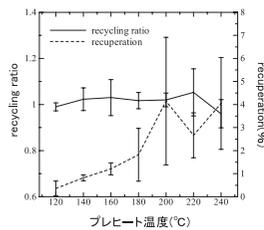


図-7 recycling ratio & recuperation

や地中深さによって増減するが、今回の6地点において緯度経度、地中深さは共にほぼ一定なので、場所によらず一律0.15 (mGy)とした。カリ長石による年代測定の場合、その粒子自体に含まれるK-40の内部被曝量も考慮しなければならない。内部被曝量はZhaoら(2005)の式によって求める。Zhaoら(2005)によると、カリ長石内のK濃度は10~14%なので、本研究では12%と仮定して計算を行った。また、Fainら(1999)によると、吸収率は粒径や粒子形状に依存する。粒径は各地点のコア試料を粒度分析して平均粒径を求め、粒子形状は球形と仮定してFainら(1999)に基づき吸収率を算出した。

7. フェーディングによる影響

フェーディングによる影響を考察するために以下の実験を行った。まずD地点で得られた試料から14枚ディスクを作成し、一度450℃で10秒間加熱しOSL信号を空にした後に、β線を20秒照射した。照射から測定までの時間を2h, 5h, 23h, 74h, 244hの5種類設定し、それぞれSAR法による測定を行った。横軸に時間を対数軸でとり、縦軸に照射線量に対するSAR法で求めた線量の割合をとると図-8のグラフが得られた。得られたデータから近似曲線を描き、その式を外挿して等価線量の補正に用いた。

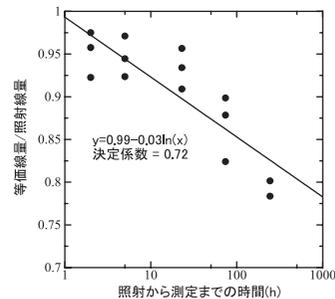


図-8 fading

表-1 年代測定結果

	等価線量 (Gy)*1	補正後等価線量 (Gy)	年間線量 (mGy/年)	OSL年代(年)*2
A	12.9	27.1±1.94	4.77	5683±407
B	9.08	18.7±1.31	4.73	3947±276
C	4.75	9.21±0.605	6.46	1426±93.7
D	4.68	9.16±0.608	5.43	1688±112
E	4.97	10.2±0.705	2.88	3525±245
F	0.0792	0.128±0.00696	3.07	41.8±2.27
G	0.0198	0.0296±0.00148	3.99	7.43±0.371
H	0.0324	0.0496±0.00254	4.00	12.4±0.635

*1 等価線量の誤差は年間線量の誤差に比べ、非常に小さいのでここでは表記していない。
*2 年間線量の推定誤差は含まれていない。

8. 年代測定結果と考察

OSL測定により求められた等価線量、フェーディングの影響を勘案した補正後等価線量、放射線同位体含有量より推定された年間線量、そして以上の事柄から計算されるOSL年代結果をまとめると表-1のようになった。

Fの地域は、航空写真や今切れ口の導流堤着工年代から1954～1962年の間に堆積したものと考えられ、年代値としては46～54年前のものだと考えられる。測定結果は41.8年であることから、少なくとも20%程度の誤差があると考えられる。

C, D, E地点は同じ浜堤上に存在しており、堆積年代はほぼ同時期だと予想されるが、年代推定結果は大幅に異なった。等価線量はほぼ同程度であることから、年間線量の推定誤差が大きな要因であると考えられる。E地点では他の2点と比べ、Th-232の含有量が明らかに少なかった。本研究では年間線量を放射性同位体の含有量から計算したが、柱状試料内で偏析が発生するために含有量測定値そのものに誤差が生じる。他の年間線量推定方法との比較検討も含め、今後の課題である。

E地点を除けば、砂丘列ごとにほぼ同じ年代が推定されており、1つの列は同時期に形成されていることが分かった。また、内陸から海岸に向かって堆積年代が若くなることから、海岸線がこの期間に南側へ移動してきて海岸低地が形成されたことが明らかになった。A-B浜堤列とC-D浜堤列間の面積は約24 (km²)、C-D浜堤列とG-H浜堤列間の面積は約28 (km²)であった。国土交通省(2006)の資料より海浜堆積層の厚さを13 (m)として計算すると、天竜川からの流出土砂量は約42万～93万 (m³/y)となった。芝野ら(1988)は最終氷期の最大海退期である約?万年前以降の総土砂量を算出し約50万 (m³/y)、佐藤ら(2004)は一次元河床変動計算により算出し約83.3万 (m³/y)としており、他の研究結果とも整合的である。

浜松沿岸低地に存在する遺跡の現在の海岸線からの距離と形成年代の関係性、そしてOSL年代測定による海岸線位置の変遷をグラフにまとめると図-9のようになる。これまで海岸線推移は遺跡の形成年代などの情報から間接的に推定されており、ある地点においてある時期よりも昔に海岸線があったということを推定するに過ぎなかったが、本研究により海浜堆積物を用いた方法で海岸線があった時期を直接推定することが可能となった。

謝辞：本研究は、科学技術振興調整費重要課題解決型研究「先端技術を用いた動的土砂管理と沿岸防災」の研究成果の一部である。白井正明、下岡順直、両博士にはOSL測定と年代推定についてご教示いただいた。現地調査におい

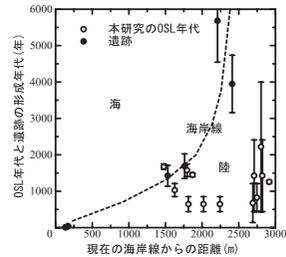


図-9 現在の海岸線と遺跡の形成年代(中村遺跡(南伊場地区)本文編を参照)

ては、浜松市土木部河川課には様々な便宜を図っていただいた。浜松市生活文化部文化財担当課には、浜松沿岸低地の遺跡に関する貴重な資料を提供していただいた。松原彰子氏には、沿岸低地の形成過程について貴重な御意見をいただいた。記して深く謝意を表する。

参考文献

- 池谷仙之・和田秀樹・阿久津浩・高橋 実(1990)：浜名湖の起源と地史的変遷，地質学論集，36，pp. 129-150。
財団法人浜松市文化協会(2005)：中村遺跡(南伊場地区)本文編，256p。
国土交通省(2006)：第2回天竜川ダム再編事業環境検討委員会参考資料-2
佐藤慎司・宇多高明・岡安徹也・芹沢真澄(2004)：天竜川一遠州灘流砂系における土砂移動の変遷と土砂管理に関する検討，海岸工学論文集，第51巻，pp. 571-575。
芝野照夫・土屋義人・富谷 雄・山本武司(1988)：天竜川扇状地と遠州灘海岸の形成，京都大学防災研究所年報，第31号B-2，pp. 775-791。
白井正明・塚本すみ子・近藤玲介(2008)：OSL強度より推定する現世河川堆積物中の長石粒子の露光状況と運搬堆積過程，第四紀研究，47，pp. 377-389。
高川智博・深瀬祐太郎・劉 海江・佐藤慎司(2008)：地層構造および堆積物分析による天竜川河口周辺の海浜形成過程の考察，海岸工学論文集，第55巻，pp. 681-685。
塚本すみ子・岩田修二(2005)：ルミネッセンス年代測定法の最近の進歩－適用年代の拡大と石英のOSL成分について，地質学雑誌，第111巻，pp. 643-653。
松原彰子(2008)：海岸低地における砂州・浜堤の形成と遺跡立地－浜松低地および榛原低地を例にして，慶應義塾大学日吉紀要，社会科学，第18号，pp. 1-13。
Aitken, M.J. (1998) : An Introduction to Optical dating : the dating of quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence, Oxford Science Publication, 267p.
Fain, J., Soumana, S., Montret, M., Miallier, D., Pilleyre, T., Sanzelle, S. (1999) : Luminescence and ESR dating Beta-dose attenuation for various grain shapes calculated by a Monte-Carlo method, Quaternary Geochronology, 18, pp. 231-234.
Godfrey-Smith, D.I., Huntley, D.J. and Chen, W.H. (1988) : Optical dating studies of Quartz and feldspar sediment extracts, Quaternary Science Reviews, 7, pp. 373-380.
Murray, A.S. and Wintle, A.G. (2000) : Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, Radiation Measurements, 32, pp. 57-73.
Zhao, H., Li, S. (2005) : Internal dose rate to K-feldspar grains from radioactive elements other than potassium, Radiation Measurements, 40, pp. 84-93.