

図 2.5-12 : 試料分析手順.

#### (4) 分析手法 (圧力の見積り方法)

マグマ供給系の深度(圧力)の見積りは、メルトの揮発成分濃度の飽和溶解度の圧力依存性によった。マグマが揮発成分に飽和している場合、メルトの水と二酸化炭素の濃度は、その圧力におけるアイソバリックライン上の値になる(図 2.5-13)。アイソバリックライン上のどの組成になるかは、共存する気泡の組成によって変わる。もし気泡の二酸化炭素濃度が高ければ(5)の向きに、逆に、低くなれば(2)の方向に変化する(図 2.5-13)。もしマグマがある圧力まで低下した場合には、(3)のように変化したのち、減圧後の圧力におけるアイソバリックライン上の値になる(図 2.5-13)。本報告では減圧後のアイソバリックラインを、アイソバリック 2 と呼ぶことにする。扇型の外周がアイソバリック 1、内側をアイソバリック 2 である。まとめると、メルトの水と二酸化炭素の濃度が、図 2.5-13 の(d)のように分布していれば、マグマの圧力の範囲が読めることになる。

マグマが揮発成分に飽和していない場合、メルトの水と二酸化炭素濃度は、その圧力におけるアイソバリックラインの内側の、任意の値をとることができ(図 2.5-14)、以下に述べるいくつかのプロセスで変化する。マグマが冷却結晶化すると、メルトの組成は原点から離れる方向に変化する(図 2.5-14 の(1)の矢印の向き)。逆に、結晶を含むマグマが加熱溶融した場合は、メルトの組成は原点に向かう方向に変化する(図 2.5-14 の(4)の矢印の向き)。また、二酸化炭素に富むガスがマグマに吹き込まれた時は、図 2.5-14 の(5)の矢印の方向に変化する。まとめると、マグマが揮発成分に飽和していない場合、揮発成分濃度はマグマの結晶化あるいは再溶融の度合いによってまちまちなので、アイソバリックライン 1 やアイソバリック 2 は形成されせず、メルト包有物の揮発成分量が示す圧力は、過小評価になることが予想できる。

天然の斑晶ガラス包有物の分析においては、マグマが揮発成分に飽和していたか不飽和かは未知であるから、分析結果が図 2.5-15 に示した分布になることを想定したうえで、俯瞰し、アイソバリック 1 あるいはアイソバリック 2 を見出す必要がある。そのためには可能な限り多くの斑晶ガラス包有物を分析する必要がある。Miyagi et al. (2012) では SIMS による含水量分析数が 16 点であった。これに対し、本報告では NanoSIMS を用いることにより、400 点以上の含水量・二酸化炭素濃度分析値を得た。

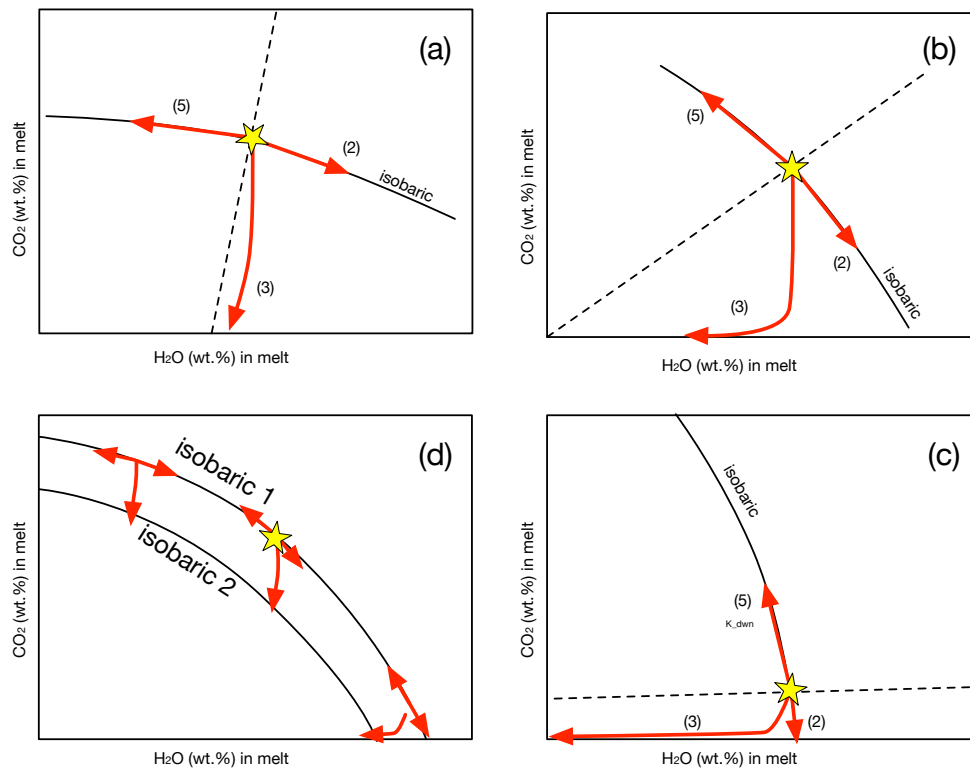


図 2.5-13 : 揮発成分に飽和したマグマにおけるメルトの水と二酸化炭素濃度の圧力依存性の概念図.

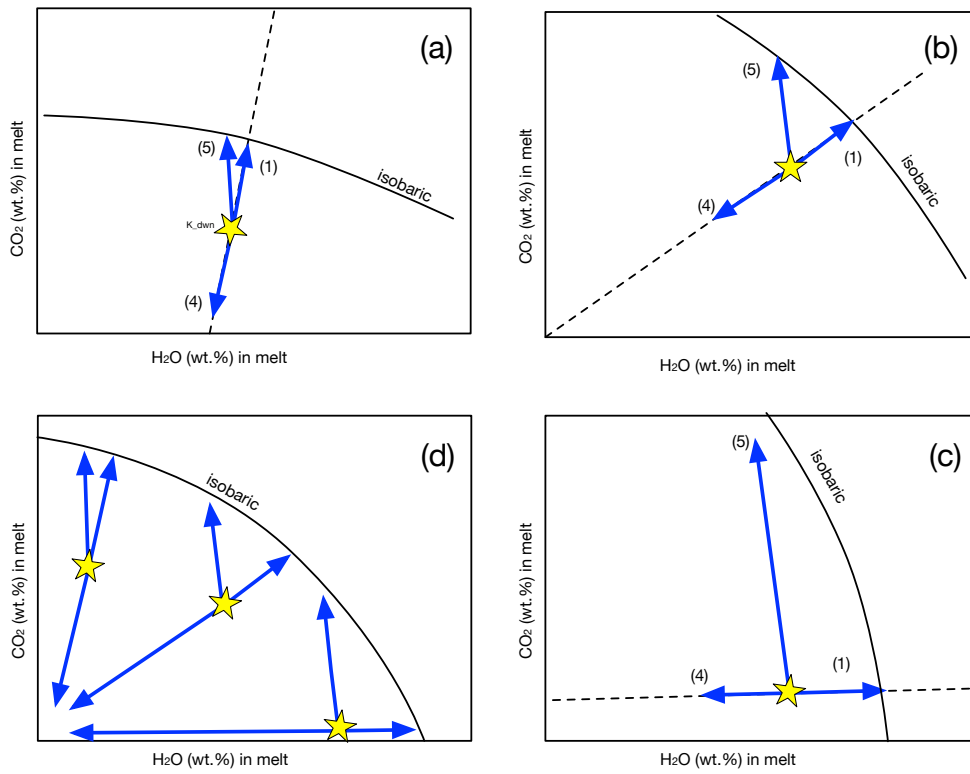


図 2.5-14 : 揮発成分に不飽和なマグマにおけるメルトの水と二酸化炭素濃度の圧力依存性の概念図.

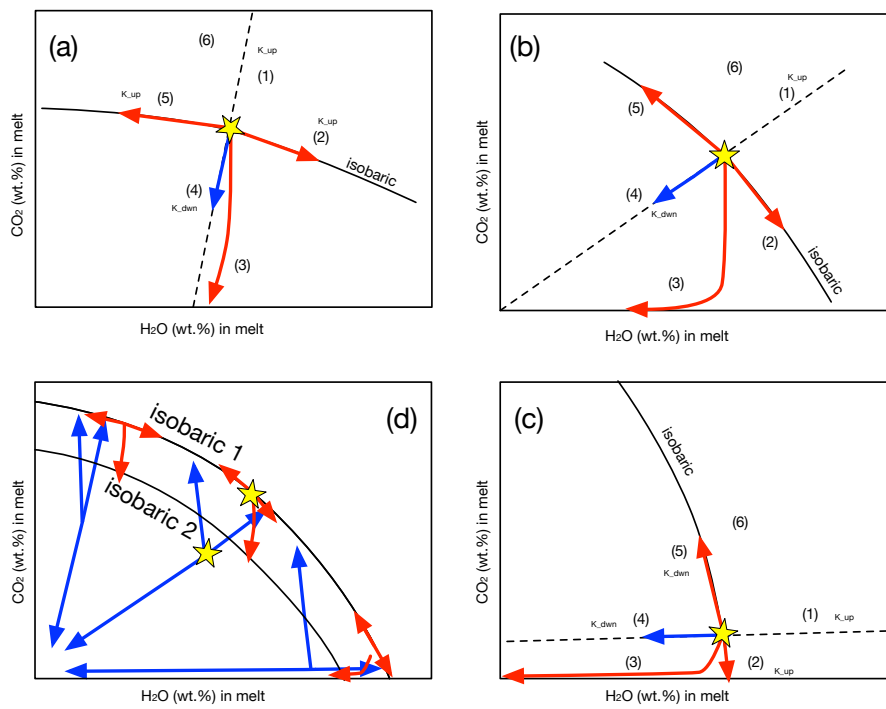


図 2.5-15 : 揮発成分に飽和あるいは不飽和なマグマにおけるメルトの水と二酸化炭素濃度の圧力依存性の概念図.

## (5) 分析結果(微細組織)

斑晶研磨片の反射電子像によると(図 2.5-16), KP1 先行テフラの最下部層(S1)から得られた石基には, 微細で多数の結晶と泡が含まれるものがある. このような組織は, マグマの冷却あるいは減圧量が比較的大きいため, 過飽和度が高まり, 多数の結晶と泡が核生成したことを示す. これに対し, 屈斜路 KP1 火砕流堆積物の石基や, KP1 先行テフラの上部層(AA19, AA18)の石基は, 基本的に, このような微結晶や微細気泡を含まない. また, S1 層の粒子の石基は AA19 や AA18 に比べて反射電子像の輝度が高い. これらのことから, KP1 先行テフラの初期には, KP1 本体の珪長質マグマとは異なる, 苦鉄質マグマが混入・噴出したことが示される. KP1 に苦鉄質マグマ由来の斑晶(かんらん石)が含まれていることは以前から知られていたが, 本研究は, 苦鉄質なメルトが混ざっていることを示す直接的な証拠を得た.

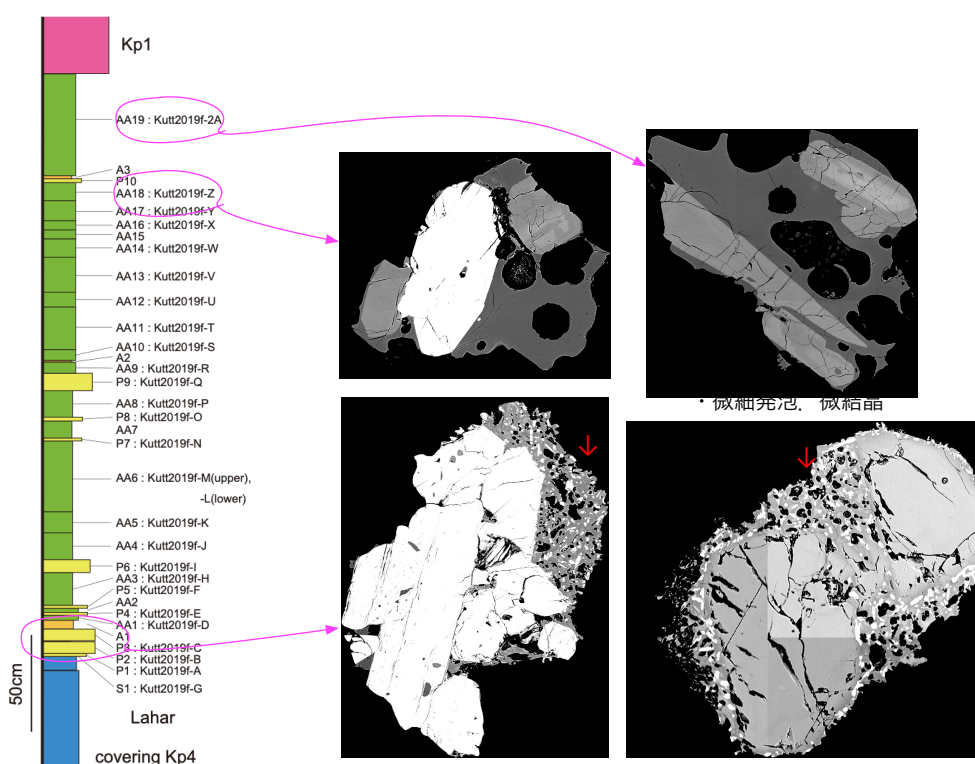


図 2.5-16 : 0.5-1.0mm に篩い分けた斑晶研磨片の反射電子像(一部). 最下部層(S1)から得られた粒子の石基は, 多数で微細な結晶と気泡を含み, ガラスおよび鉱物の輝度が比較的高い. これに対し, 上部層(AA19, AA18)から得られた石基は微小な結晶を含まず, 気泡も少数で, ガラス部分の輝度が比較的低い.

## (6) 分析結果(メルト化学組成)

KP1 火砕流の先行テフラの斑晶ガラス包有物の化学組成は, 時系列で明瞭な変化をみせた. カリウムとナトリウムのハーカー図において(図 2.5-17, 図 2.5-18), S1 層の試料のメルトは, 図 2.5-5 および図 2.5-6 で定義した 3 番, 4 番, 5 番の組成が卓越し, 1 番の組成も 1 点だけ観察された. また, 化学組成が 5 番と 2 番の間に分布していることから, 2 番のメルトの混合が推

察された。S1層の上の、P1層、P2層、P3層では、1番、2番、5番のメルトは観察されず、3番と4番のみ観察された(図 2.5-17)。P4層のメルト化学組成は、2番と5番より成り、P5層とAA3層は2番と5番と少数の1番である(図 2.5-18)。AA19層とKP1火砕流堆積物の基底部分は、1番が圧倒的に多く、2~4番は少量で、5番のメルトは観察されていない(Miyagi et al., 2012)。以上のように、大規模火砕流噴火 KP1 に先行して噴出したマグマのメルト化学組成には、明瞭な時間変化が認められる。

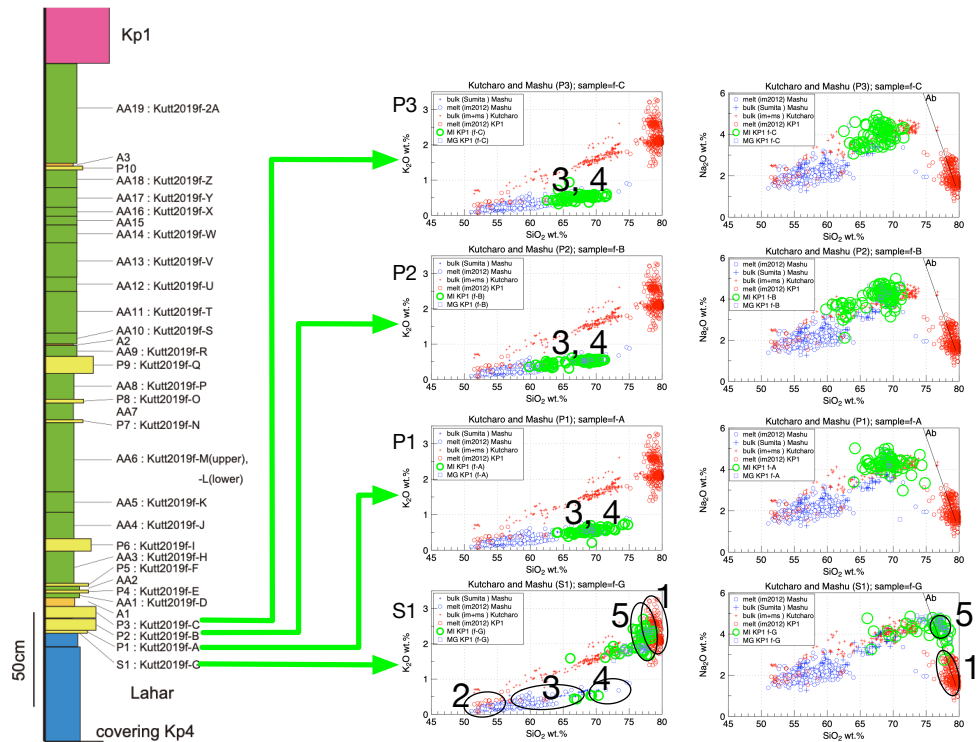


図 2.5-17 : KP1 火砕流に先行するテフラの斑晶ガラス包有物の化学組成。最下部層(S1, P1, P2, P3)。カリウムとナトリウムのハーカー図を示す。ハーカー図中の番号は、図 2.5-5 および図 2.5-6 の組成に対応する。

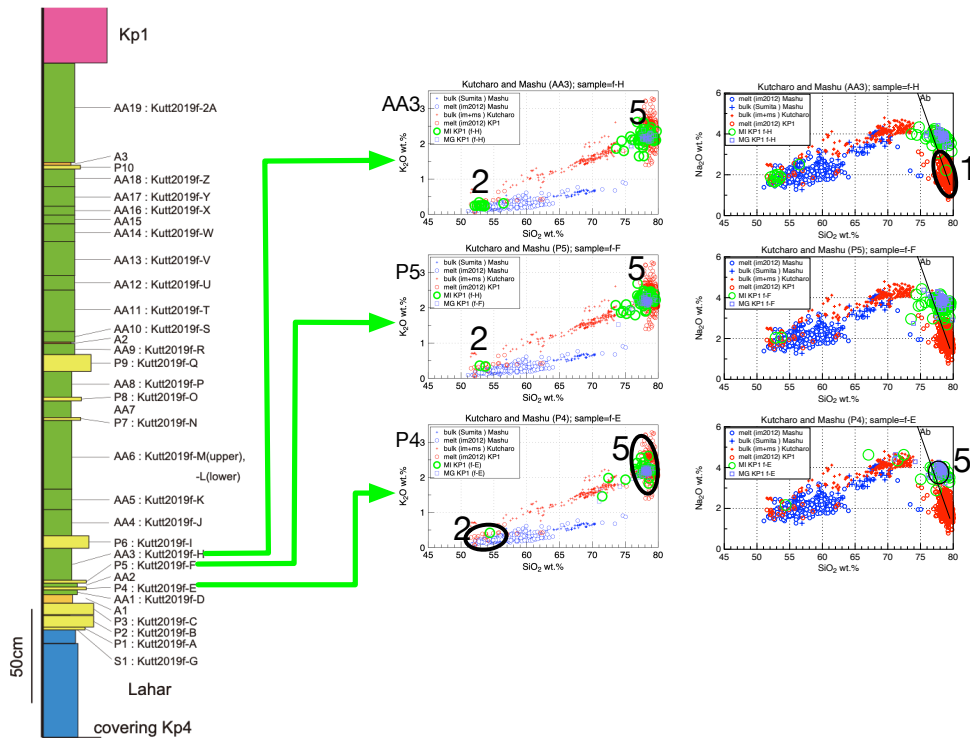


図 2.5-18 : KP1 火砕流に先行するテフラの斑晶ガラス包有物の化学組成. P4, P5, AA3 層. カリウムとナトリウムのハーカー図を示す. ハーカー図中の番号は, 図 2.5-5 および図 2.5-6 の組成に対応する.

### (7) 分析結果(メルトの揮発成分濃度)

斑晶ガラス包有物の水と二酸化炭素の濃度を, 層準ごとに俯瞰する(図 2.5-19, 図 2.5-20). 屈斜路の最初期噴出物である S1 層のメルト包有物は 200MPa のアイソバリックラインよりも内側に分布していることから, これがアイソバリック 1 だと判断する. S1 層のアイソバリック 2 は 100MPa 付近に認められる. 続いて噴出した, P1 層と P2 層のアイソバリック 1 は, 200MPa 付近に認められる. P3 層では比較的高い圧力を示すものが散見され, アイソバリック 1 を 300~200MPa だと考えた. P3 層のアイソバリック 2 は S1 層と同様, 100MPa 付近にある. AA1 層からは, 分析可能なメルト包有物が得られなかった. P4 層のアイソバリック 1 は 150MPa, P5 は 200MPa, AA3 層は 2 から 300MPa に認められる. 先行研究の Miyagi et al., (2012)が, メルト包有物を採取した層準は, 火砕流堆積物の基底部とその直下の降下火砕物であり(KP1 および AA19 層相当), それらの斑晶ガラス包有物の含水量は最大 7 重量%であるから, 200~300MPa の圧力に相当する.

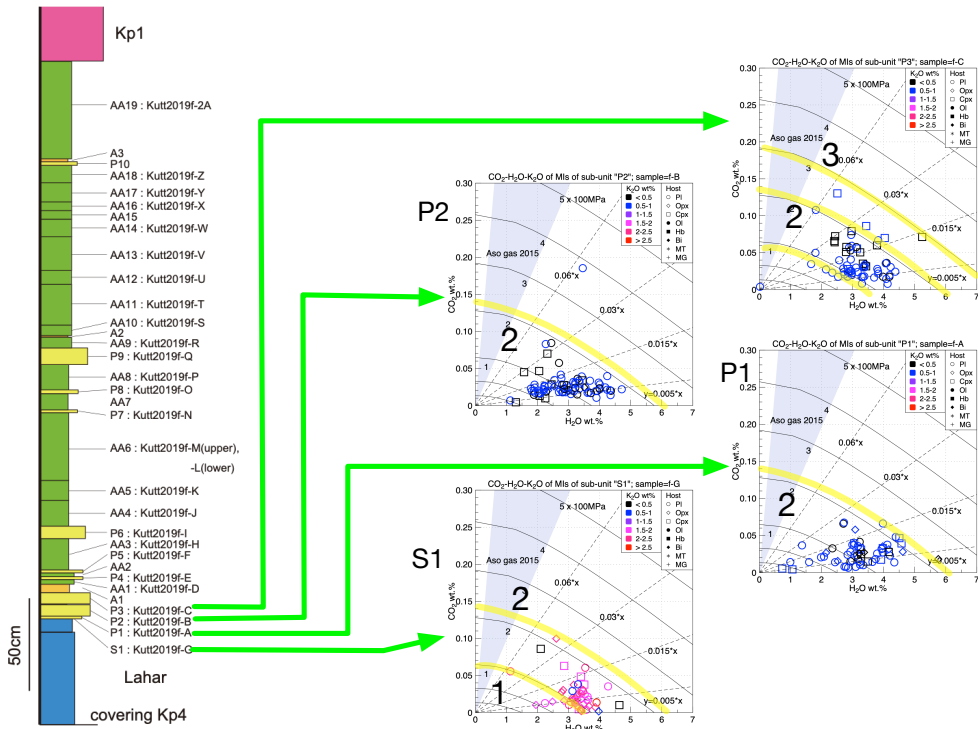


図 2.5-19 : 屈斜路 KP1 に先行するテフラの斑晶ガラス包有物の水と二酸化炭素濃度 (S1 層, P1 層, P2 層, P3 層). 凡例の色はメルトのカリウム濃度を示す. 凡例の形は包有物のホスト鉱物を示す. 流紋岩質メルトへの水と二酸化炭素の飽和溶解度も示した.

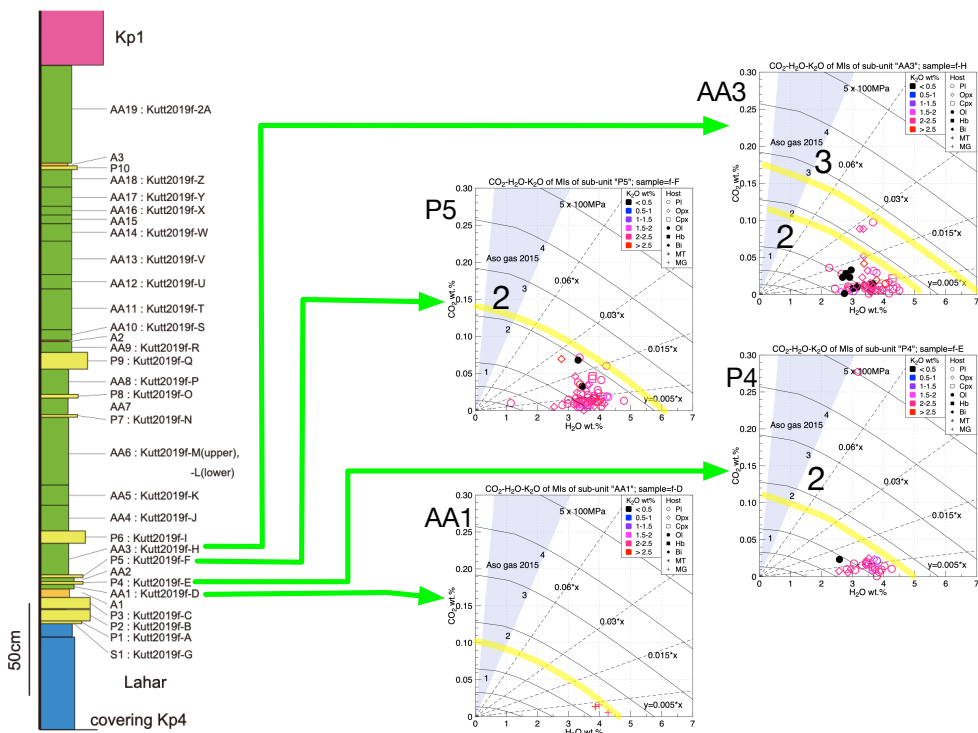


図 2.5-20 : 屈斜路 KP1 に先行するテフラの斑晶ガラス包有物の水と二酸化炭素濃度 (AA1 層, P4 層, P5 層, AA3 層). 凡例は図 2.5-19 と同じである.

## (8) 考察

### 1) 大規模火砕流噴火に先行するマグマ混合の時間変化

上述のように、屈斜路 KP1 の全岩およびメルト組成の変化は、単純にマグマを結晶化させただけでは再現できない。屈斜路の全岩化学組成は、水に乏しいマグマが 8~9 割結晶化して生じるカリウムに富む低温流紋岩質なメルトと、高温で水に富む玄武岩マグマの混合によって再現できる(図 2.5-5, 図 2.5-6)。図 2.5-6 では、多数を占める 1 番のメルトに対し、2 番あるいは 4 番が混合した例が少数観察される。全岩化学組成の大半は 1 番と 2 番とではなく、5 番と 2 番の間に分布することから、混合は低温珪長質マグマ(マッシュ)と玄武岩マグマの間で生じたのではなく、珪長質マグマ(マッシュ)の部分熔融液と玄武岩マグマとの間で生じたことが予想される。

KP1 火砕流噴火の主体である珪長質マグマ(マッシュ)が、先行テフラでは主な混合端成分でない理由は、熱と元素の拡散速度の差ならびに珪長質マグマ(マッシュ)が流動性に起因すると考えられる。熱の拡散は元素拡散より数桁速いため、低温流紋岩質マグマ(マッシュ)に高温の玄武岩マグマが注入した際(図 2.5-21)、高温の玄武岩マグマは、低温の珪長質マグマと十分混合する前に熱を奪われ、結晶化する可能性がある。その結果、玄武岩質マグマのメルト化学組成は珪長質なものへと分化する(図 2.5-22)。逆に、低温の珪長質マグマは、玄武岩マグマから受けとった熱により、斑晶が熔融するはずである(図 2.5-22)。具体的には、図 2.5-5 に示した 2 番の含水玄武岩マグマの冷却結晶化の度合いに応じて、3 番と 4 番のメルトが生じる。図 2.5-6 に示した 1 番の低温珪長質マグマ(マッシュ)の部分熔融の度合いに応じて、1 番から 5 番の珪長質メルトが生じる。

以上のように考えると、屈斜路 KP1 に先行してマグマ供給系で発生したマグマ混合の時間変化は、観察されたメルト化学組成にもとづいて、以下のように解釈できる(図 2.5-23)。最初に噴出した S1 層のハーカー図(図 2.5-17)に殆んど(1 つだけしか)1 番のメルトが観察されなかった。この事実は、珪長質マグマが受けた苦鉄質マグマの熱の影響が比較的少なかったためだと解釈できる。S1 層では、5 番の領域から 2 番の方向にむかって化学組成がのびていることから、高温玄武岩質マグマのメルトが混じっていることがわかる。また、S1 層に観察される 3 番と 4 番のメルトは、2 番の玄武岩の結晶分化によって生じたと解釈できる。つぎに噴出した、P1 層、P2 層、P3 層では、含水玄武岩マグマの分化によって生じた、3 番と 4 番のメルトが噴出したと解釈できる。それに続く、P4 層、P5 層、そして AA3 層では、主に 5 番の、珪長質マグマの部分熔融液が噴出し、それに加えて 2 番の玄武岩マグマと、少量の、加熱の程度が少ない珪長質マグマが噴出したと考えられる。興味深いことに、大規模火砕流噴火に先行する噴火では、1 番の低温珪長質マグマ本体はほとんど出ず、それが加熱された 5 番のマグマが出たのに対し、KP1 火砕流本体のマグマは、主に 1 番の珪長質なメルトが噴出し、これに玄武岩マグマが混合していたが、5 番のメルトは観察されなかった。以上をまとめると、屈斜路 KP1 の開始段階においては、高温の含水玄武岩マグマが、低温の珪長質マグマ(マッシュ)に注入し、玄武岩マグマが分化した物が噴出した。その後、熱のやりとりの結果、最終的には、低温の珪長質マグマ(マッシュ)が流動性をもち、大規模火砕流噴火を発生させたのだと考えられる。



→時間→

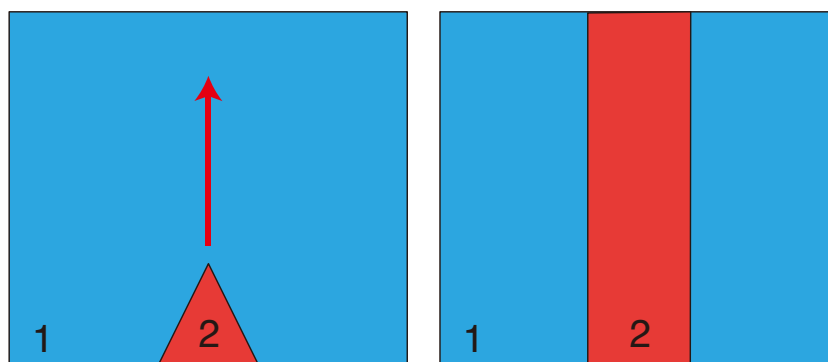


図 2.5-21 : 低温珪長質マグマ(マッシュ)への高温苦鉄質マグマの注入. 屈斜路 KP1 の全岩組成は, 珪長質マグマと苦鉄質マグマが混合したことを示す. 珪長質マグマが流動性に乏しい状態であるかぎり, 混合は(1)水に乏しい低温のマグマ/マッシュに, (2)水に富む高温玄武岩が注入後, 両者が混じり難い状態になると考えられる.

→時間→

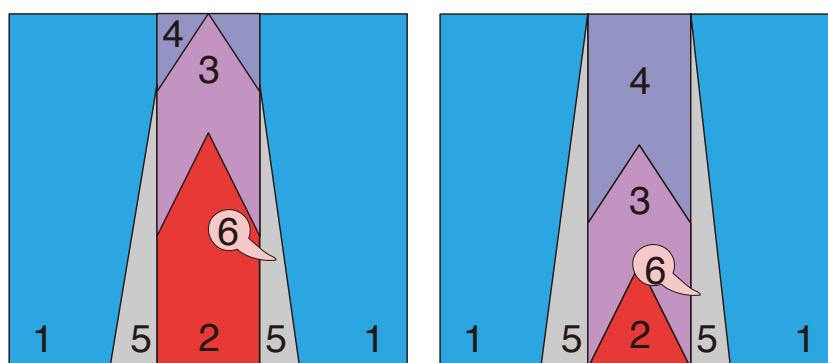


図 2.5-22 : 低温珪長質マグマ(マッシュ)と高温苦鉄質マグマ間の熱の授受. (1)水に乏しい珪長質マグマ/マッシュ, (2)水に富む高温玄武岩, (3)冷却途中の玄武岩マグマ, (4)珪長質マグマ/マッシュと同じ温度まで冷却された玄武岩マグマ, (5)加熱された珪長質マグマ, (6)玄武岩マグマに取り込まれ高温になった珪長質マグマ,

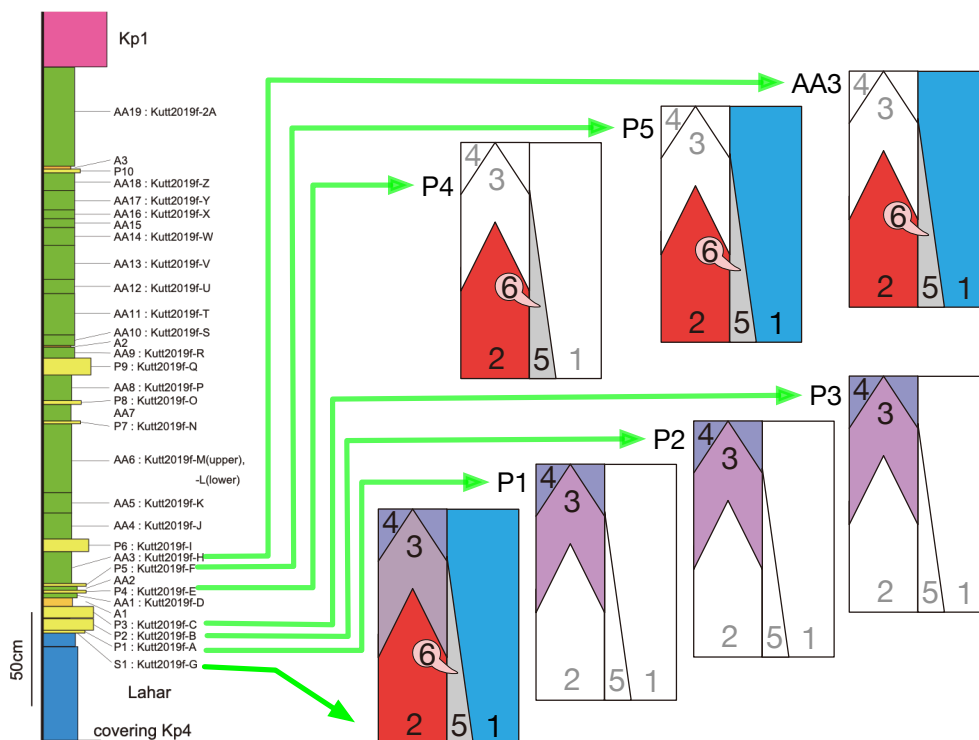


図 2.5-23 : 屈斜路 KP1 に先行して噴出したメルト組成の時間変化. 凡例は図 2.5-22 と同じである. 但し, 各層序について, 観察されなかったメルトについては, 凡例の色を抜いて表示した.

## 2) マグマ供給系の深度の時間変化

斑晶ガラス包有物の揮発成分から見積った圧力をもとに, 噴出物が由来した深さを以下のように考察する. KP1 先行テフラの最下部に位置する S1 層のマグマは, 新たに注入した玄武岩の熱で再溶融した低温珪長質マグマ(マッシュ)に由来するメルトと, 熱を奪われ結晶化した玄武岩に由来するメルトが示すアイソバリック 1 が 200MPa, アイソバリック 2 が 100 である. よって, およそ 8 キロから 4 キロの深さから噴出したと考えられる(図 2.5-24).

S1 層をおおう, P1 層, P2 層, P3 層は, 玄武岩マグマが冷却・結晶化したものであり(図 2.5-17), それらのアイソバリック 1 が 200 ないし 300MPa で, アイソバリック 2 は 100MPa 付近だが, 不鮮明に 50MPa 程度までである. よって, それらが由来した深さは地下およそ 12 キロから 4 キロあるいは 2 キロと推定される(図 2.5-25).

P4 層, P5 層, そして AA3 層は, 玄武岩マグマの熱によって再溶融した低温マグマと, 低温マグマに熱を奪われて結晶化した玄武岩の分化物と, 玄武岩マグマが混じったものであり, アイソバリック 1 は 150~200MPa にある. ただし, AA3 一部は約 300MPa の圧力を示す. またアイソバリック 2 は 100MPa であるが, 不鮮明に 50MPa までである. よって, それらの深さは地下およそ 8 キロから 2 キロで, 一部地下 12 キロと推定される(図 2.5-26).

KP1 の大規模火砕流堆積物を発生させたマグマは、珪長質マグマ(マッシュ)と玄武岩マグマが混じったものであり、メルト包有物の含水量が7%程度であることから(Miyagi et al., 2012), 地下8~12km 程度以上と推定される(図 2.5-27).

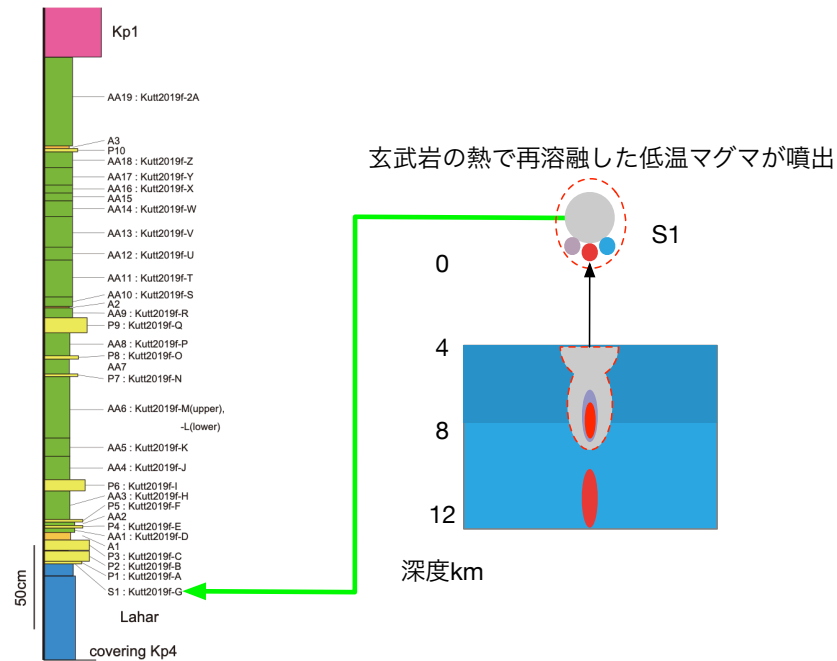


図 2.5-24 : 噴出物の起源および由来した深度. KP1 大規模火砕流噴火に先行するテフラの最下部(S1 層).

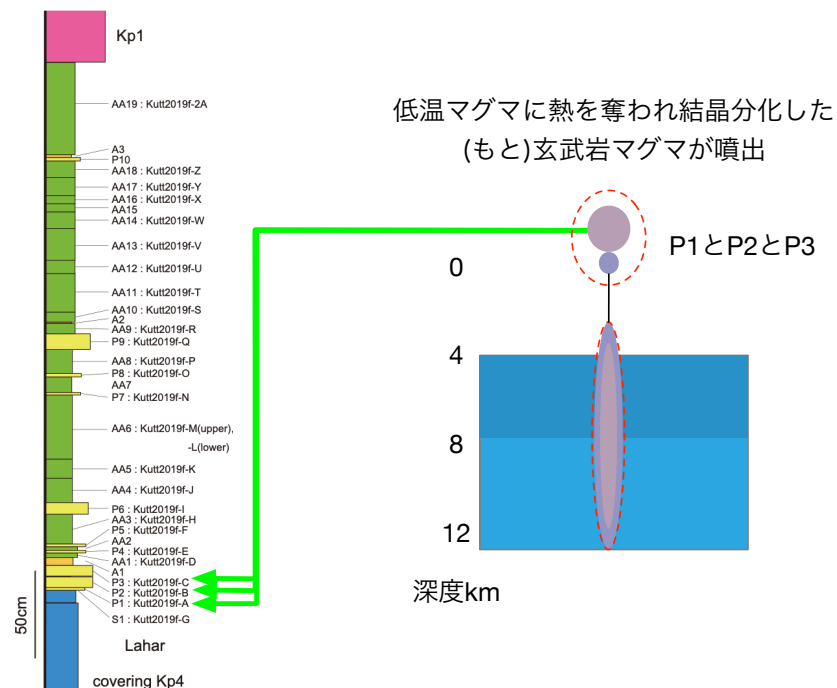


図 2.5-25 : 噴出物の起源および由来した深度. KP1 大規模火砕流噴火に先行するテフラの P1 層, P2 層, P3 層.

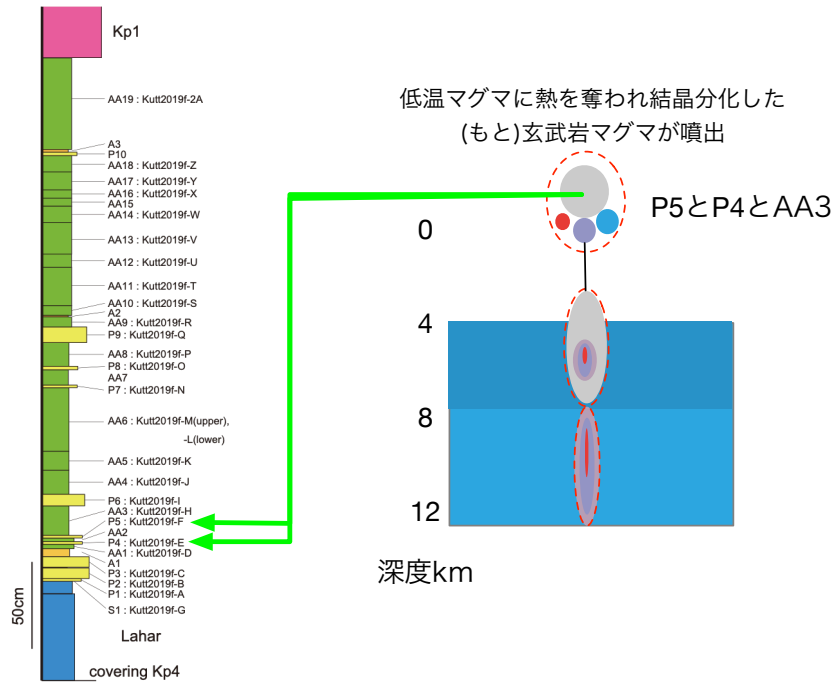


図 2.5-26 : 噴出物の起源および由来した深度. KP1 大規模火砕流噴火に先行するテフラの P4 層, P5 層, AA3 層.

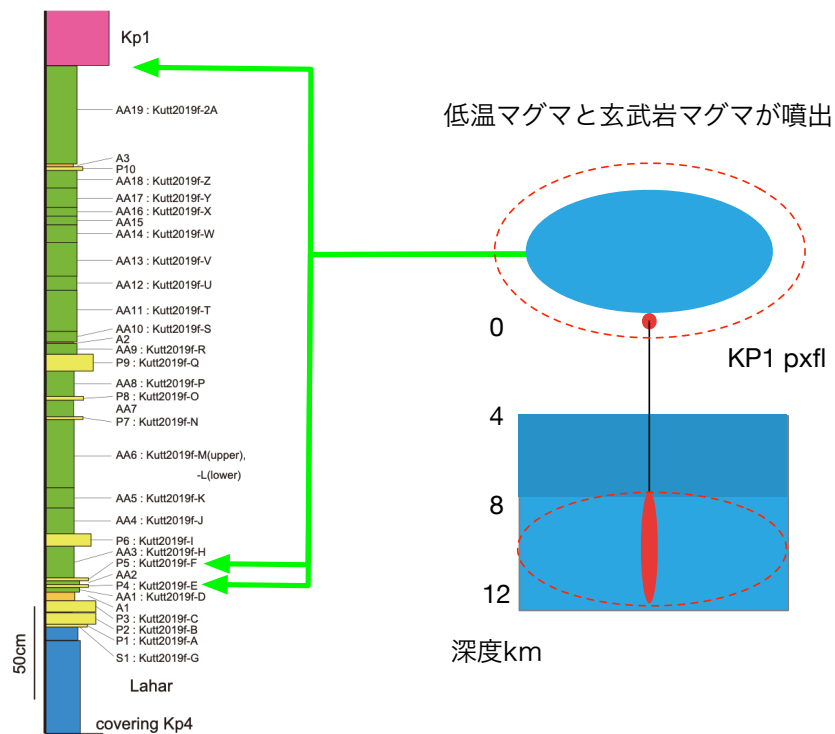


図 2.5-27 : 噴出物の起源および由来した深度. KP1 の大規模火砕流堆積物を発生させたマグマ.

## (9) まとめ

- ・ 屈斜路と摩周には共通の苦鉄質マグマが供給されていると考えられる。
- ・ 屈斜路 KP1 大規模火砕流噴火の前に、low-K の苦鉄質マグマが新たに注入した。
- ・ KP1 噴火の最初期には、low-K マグマと medium-K マグマの両方が噴出した。low-K の苦鉄質マグマが注入したタイミングは、熱が緩和しない程度のタイムスケールであるから、噴火の直前だったと考えられる。
- ・ 最終的に屈斜路 KP1 の噴出物化学組成は、medium-K マグマへと変化した
- ・ これらの噴出物が由来した深さは、時間とともに変化し、KP1 に先行するテフラでは地下 2 から 12 キロと幅広いのに対し、KP1 本体は地下 8 から 12 キロ程度と推定された。

現在、屈斜路・摩周地域で観測される低周波地震の震源は、深さ 30 から 20km までは垂直に分布し、KP1 のマグマが由来した深度に匹敵する、深さ 15 から 10km では水平に広がって分布している(気象庁；一元化データ)。地殻の粘弾性を考慮した数値実験によると、1993 年から 1998 年にかけてアトサヌプリ付近で観測された隆起の時間変化を説明するためには、マグマ供給系と思われる低粘性領域が必要とされる。低粘性領域は、水平方向に少なくとも 10 キロの広がりを持ち、頂部は深さ約 5km 程度で、本体は地殻中部よりも深いところまで続いていることが要請される(Yamasaki and Kobayashi, 2018)。この、低粘性領域の深さは、本研究が屈斜路 KP1 に先行するテフラの岩石学的解析から推定した、マグマ供給系の深さとほぼ同じである。したがって、屈斜路火山の地下には現在も、3.9 万年前の KP1 マグマ供給系と同じような場所に、大規模な低粘性領域が存在していることを示唆する。

大規模火砕流噴火をひきおこしたマグマ供給系において、噴火直前に発生したプロセスの詳細と、その時間変化を解明することは、将来起きる大規模火山噴火災害の早期発見に必要不可欠な知見だと考えられる。噴出物の斑晶の組成累帯構造とその拡散プロファイル等を解析することにより、時間変化の解像度の更なる向上が期待できる。

## 引用文献

- Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., and Carley, T. L. (2012). Rhyolite- MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems. *J. Petrol.*, 53(5):875–890.
- Hoang, N., Itoh, J., and Miyagi, I. (2011). Subduction components in Pleistocene to Recent Kurile arc magmas in NE Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200:255–266.
- Kepezhinskias, P., McDermott, F., Defant, M.J., Hochstaedter, A., Drummond, M.S., Hawkesworth, C.J., Koloskov, A.V., Maury, R.C., Bellon, H., 1997. Trace element and Sr–Nd–Pb isotopic constraints on a three-compositional model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (3), 577–600.

- Kersting, A.B., Arculus, R.J., 1995. Pb isotopic composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatka arc. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 133–148.
- Kimura, J.-I., Yoshida, T., 2006. Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc. *Journal of Petrology* 47 (11), 2185–2232.
- 岸本博志・長谷川健・中川光弘・和田恵治 (2009) 最近 1 万 4 千年間の摩周火山のテフラ層序と噴火様式. *火山*, 54, 15-36.
- Miyagi, I., Itoh, J., Hoang, N., and Morishita, Y. (2012). Magma systems of the Kutcharo and Mashu volcanoes (NE Hokkaido, Japan): Petrogenesis of the medium-K trend and the excess volatile problem. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 231-232:50–60.
- Pallister, J. S., Hoblitt, R. P., Crandell, D. R., and Mullineaux, D. R. (1992). Mont st. helens a decade after the 1980 eruptions: magmatic models, chemical cycles, and a revised hazards assessment. *Bull. Volcanol.*, 54:126–146.
- Regelous, M., Niu, Y., Wendt, J.I., Batiza, R., Greig, A., Collerson, K.D., 1999. Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10°30'N since 800 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 45–63.
- Satoh, H., Nishida, Y., Ogawa, Y., Takada, M., and Uyeshima, M. (2001). Crust and upper mantle resistivity structure in the southwestern end of the Kuril Arc as revealed by the joint analysis of conventional MT and network MT data. *Earth Planets Space*, 53:829–842.
- Staudigel, H., Plank, T., White, B., Schmincke, H.-U., 1996. Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP sites 417 and 418. In: Bebout, G.E., et al. (Ed.), *Subduction: Top to Bottom: American Geophysical Union Geophysical Monograph*, pp. 19–38.
- 隅田まり (1990) テフロクロノロジーに基づく屈斜路火山及び摩周火山の活動史の解明に関する研究, 博士論文, 日本大学.
- 隅田まり (1988) 斜里地域におけるテフラ層序. *知床博研報*, 9, 19-31.
- Takeuchi, S. and Nakamura, M. (2001). Role of precursory less-viscous mixed magma in the eruption of phenocryst-rich magma: evidence from the Hokkaido-Komagatake 1929 eruption. *Bull. Volcanol.*, 63:365–376.
- Tatsumoto, M., Nakamura, Y., 1991. DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 3697–3708.
- 山元孝広・伊藤順一・中川光弘・長谷川健・岸本博志 (2010) 北海道東部, 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の放射炭素年代測定値. *地質調査研究報告*, 61, 161-170.



## 2.6 カルデラ形成噴火マグマの実験岩石学的検討

### 【実施内容】

カルデラ形成噴火においては、岩石学的特徴から珪長質マグマと苦鉄質マグマの混合が発生していることが示唆されている。噴出物の岩石学的解析から推測される珪長質端成分マグマ組成を用いて、熱力学的平衡計算および高温高压実験による相平衡関係の検討を行い、カルデラ直下のマグマ溜まりの温度圧力条件を推測する。

今年度は、これまでに十和田火山のカルデラ形成期噴火のうち、特に噴出量の大きな噴火エピソード N および L の珪長質端成分軽石について実施した岩石学的解析及び高温高压相平衡実験をとりまとめ、カルデラ噴火のマグマ溜まりの物理化学条件を制約した。特に、水飽和条件の相図を完成させ、温度圧力条件を精密に決定するための追加実験を行った。また、出発物質の軽石に含まれる鉱物の分析数を増やすとともに、各種地質温度圧力計を使用して、実験で制約した温度圧力と矛盾がないか確認した。その結果、N マグマでは 840~875 °C, 130~170 MPa の条件で、L マグマでは 825~850 °C, 150~170 MPa の条件で条件が再現できることが分かった。

### 【調査・研究成果】

#### (1) 概要

相平衡実験の結果、珪長質端成分軽石に含まれる鉱物組合せ・鉱物量比・鉱物組成をもっともよく説明する温度圧力条件は、噴火エピソード N と L でほとんど変わらないことが分かった (N : 840–850 °C と 150–170 MPa, L: 840–850 °C と 160–170 MPa)。決定した温度圧力条件は、各種地質温度圧力計で制約された温度や水飽和圧力と矛盾せず、推定される酸素分圧も噴火エピソード N と L で同一であった ( $\log f_{O_2} = Ni-NiO (NNO) + 1$ )。このことから、噴火エピソード L の軽石のみに含まれる角閃石は、マグマ蓄積条件の差ではなく、主にマグマのバルク組成の差を反映していると考えられる。マグマ蓄積深度は噴火エピソード N と L とともに、およそ 6–7 km であると推定され、PS 変換波を用いたレーパー関数解析によって推定された十和田火山下の地震波低速領域の深さと一致する。この深さは、近年の研究で提案された噴火可能なマグマだまりの成長が可能な深度範囲であり、現在の十和田火山下にマグマが存在した場合、噴火可能な状態で蓄積している可能性がある。

#### (2) 背景と目的

噴出量が 10 km<sup>3</sup> dense rock equivalent (DRE)を超えるような大規模なカルデラ噴火は、数万年から数十万年という時間間隔で周期的に発生し、人間社会に大きな影響を与える。この種の噴火を起こすには、地殻に大量の噴火可能なマグマ（結晶量 50%以下）を蓄積する必要がある。ゆえに、地震波や電磁気を用いた地球物理理学的手法によって、そのようなマグマだまりの存在を検出し、その深さや形状などを制約することは、測地学的観測等からマグマだまりの状態変化を正しく理解し、カルデラ噴火ポテンシャルを評価する上で重要である。しかし、地震波や電磁気の観測は、これまでに、噴火可能なマグマを検出することに成功しておらず、多くが結晶量 50%以上のマッシュ状態にあると解釈されている (Pritchard & Gregg, 2016; Lees, 2007)。近年の研究により、マグマ蓄積のタイムスケールに関する理解が進み、噴火可能なマグマが、噴火直前の



比較的短い時間（数百年～数千年）で準備されると考えられており，噴火可能なマグマが検出されづらい一つの原因かもしれない (Allan et al., 2013; Cooper & Kent, 2014; Gualda et al., 2012). また，仮にそのようなマグマだまりが存在しても，地震波や電磁気観測固有の問題（例えば，スムージングの影響による地震波速度や電気伝導度の偏差の過小評価および観測結果の解釈が唯一でないこと）により，噴火可能なマグマが存在するかどうか，はっきりしない場合もある (Cordell et al., 2022; Lees, 2007; Rasht-Behesht et al., 2020). 特に，噴火可能なマグマが，いくつかの小さなマグマだまりに分かれて分布している場合 (Cashman & Giordano, 2014; Black & Andrews, 2020) ，観測の解像度（～1 km）の問題から検出は難しくなる。

過去にカルデラ噴火を起こしたマグマの蓄積条件を岩石学的に決定することで，物理観測に代わって，どのような深さに巨大なマグマだまりが存在しているのか制約を与えることができる。本研究で注目する十和田火山は，東北日本北部に位置し，36 ka（噴火エピソード N）と 15.5 ka（噴火エピソード L）の二回の大規模噴火イベントを通じてカルデラ形成に至った。噴火エピソード N と L の噴火で，それぞれ 17.87 km<sup>3</sup> DRE および 20.34 km<sup>3</sup> DRE のマグマが噴出されたと推定されている。これまでに本委託研究を通じて，噴火エピソード N と L の珪長質端成分軽石を対象とし，マグマだまりの蓄積条件を決定するために，岩石学的解析および相平衡実験を行ってきた (産総研 2019, 2020). その結果，噴火エピソード N のマグマの噴火直前の定置条件が，850°C，1.5–1.7 kb であったことが示唆された。一方，エピソード L のマグマについては，鉱物組み合わせは再現できたものの，鉱物組成や鉱物量比が十分に再現できておらず，今後，マグマ中の含水量を変えた水に不飽和な条件での高温高压実験を行う必要があると考えていた。今年度は，出発物質の軽石に含まれる鉱物の分析数を増やすとともに，各種地質温度圧力計を使用して，実験で制約した温度圧力と矛盾がないか確認した。また，水飽和条件の相図を完成させ，温度圧力条件を精密に決定するための追加実験を行った。そして，以上の結果を総括して，噴火エピソード N と L のマグマ蓄積条件の差や，現在の十和田火山下で観測される地震波低速度域の深さとの比較を行った。

### (3) 珪長質端成分軽石の岩石学的解析

#### 1) 分析手法

高压実験に使用する噴火エピソード N および L の珪長質端成分軽石を分析対象とした。全岩 SiO<sub>2</sub> 量は，噴火エピソード N および L それぞれについて，73.1wt% (試料番号: No-1) と 72.0wt% の軽石 (試料番号: Lh-13) である。噴火エピソード N および L の噴出物のハーカー図を図 2.6-1 に示す。同じ SiO<sub>2</sub> 量で比べたとき，噴火エピソード L の噴出物は噴火エピソード N の噴出物よりも，CaO や Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に富み，TiO<sub>2</sub>, FeO, MgO, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> に乏しい傾向がある。軽石に含まれる斑晶量については，水篩で結晶とガラスを分離して，重量比から求めた。また各鉱物相の割合は，樹脂包埋して研磨した分離結晶を電子顕微鏡 (JMS-6610, JEOL) に取り付けられた EDS (X-max, Oxford Instruments) を用いて相判定し，面積比から求めた。局所化学組成分析は，樹脂包埋した軽石の片面を鏡面研磨して炭素蒸着を施し，Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, S, Cl の分析を EMPA (JXA-8530F plus, JEOL) を用いて行った。分析条件は，加速電圧 15keV,

照射電流 10 nA であり，鉍物の分析にはビーム径 2  $\mu\text{m}$  ，石基ガラスの分析には ビーム径 10  $\mu\text{m}$  を用いた．

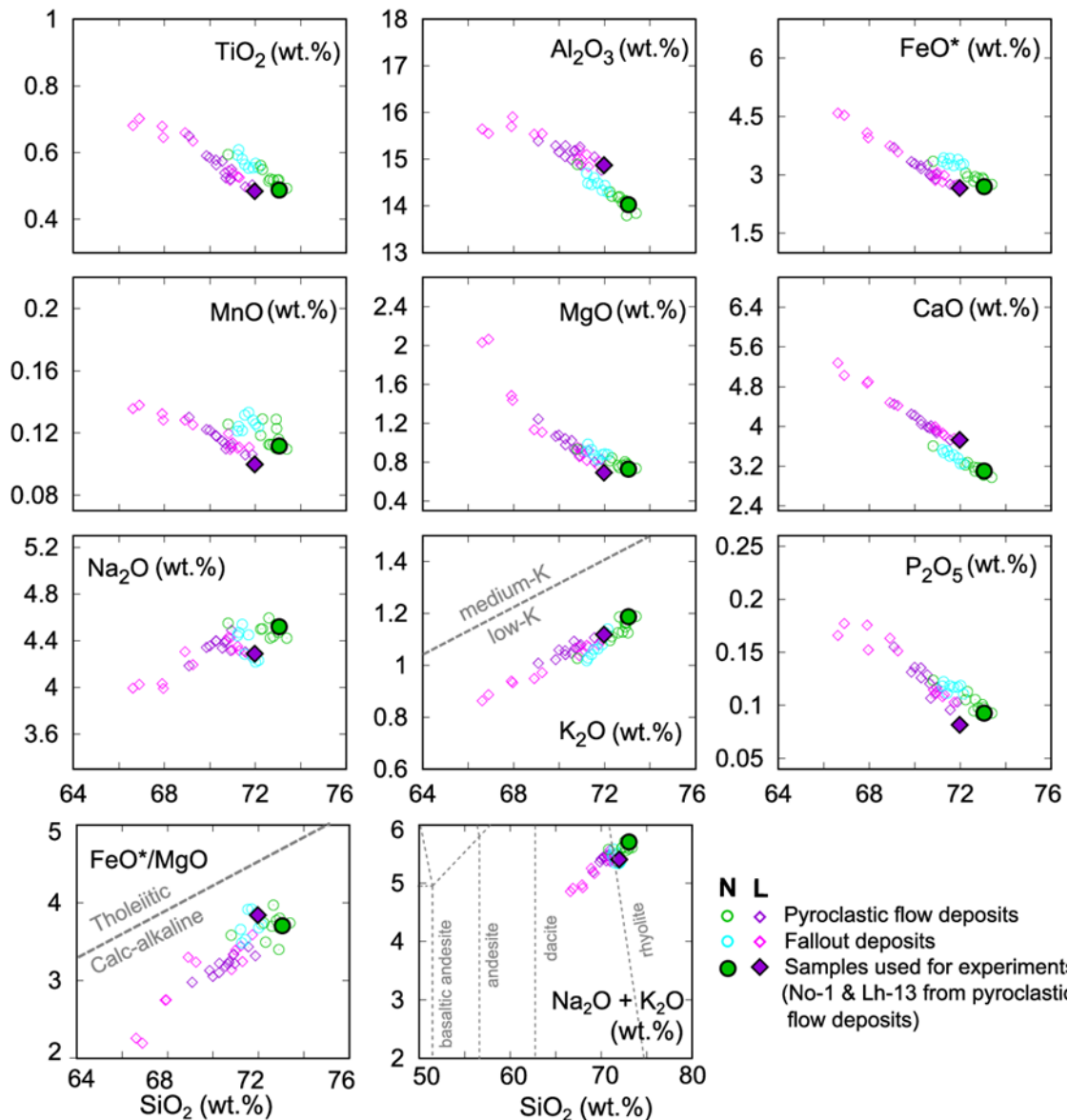


図 2.6-1 噴火エピソード N および L の噴出物のハーカー図. Lh-13 のデータは産総研 (2019, 2020) による. そのほかのデータは, Kudo et al, (2019) および Yamamoto et al. (2018)に基づく.

## 2) 鉍物組み合わせと結晶量

No-1 の軽石には, 斜長石 (Pl)+直方輝石 (Opx)+単斜輝石 (Cpx) + 磁鉄鉍 (Mt) + チタン鉄鉍 (Ilm), Lh-13 の軽石には, 斜長石+直方輝石+単斜輝石+角閃石 (Amph)+ 磁鉄鉍+チタン鉄鉍が斑晶鉍物として含まれていた. またこれらの鉍物に加えて, 燐灰石が, 輝石や鉄チタン酸化物, 角閃石の包有物として存在していた. 斑晶量は No-1 で 11.1 vol.%, Lh-13 で 12.2 vol.%

であった。No-1には、斜長石 9.6 vol. %，直方輝石 1.0 vol. %，直方輝石 0.2 vol. %，鉄チタン鈳物 0.3 vol. %が含まれていた。Lh-13には、斜長石 10.8 vol. %，直方輝石 0.7 vol. %，単斜輝石 0.2 vol. %，角閃石 0.2 vol. %，鉄チタン鈳物 0.3 vol. %が含まれていた。

### 3) 地質温度圧力計を用いたマグマ蓄積条件の推定

磁鉄鈳-チタン鉄鈳温度酸素分圧計 (Anderson and Lindsley 1985) を、隣接する磁鉄鈳とチタン鉄鈳のリムに適用すると、No-1, Lh-13 それぞれについて、857–883 °C と 844–867 °C の温度が得られた。また、酸素分圧は、No-1, Lh-13 それぞれについて、NNO+1 と NNO+1.2 であった。輝石温度計 (Putirka 2008,  $\pm 56$  °C) を隣接した直方輝石と直方輝石のリムに適用すると、No-1, Lh-13 それぞれについて、832–872 °C および 823–870 °C の結果が得られた。この際、圧力は 150 MPa を仮定したが、その影響は、 $\pm 100$  MPa で  $\pm \sim 5$  °C と小さい。角閃石が存在する Lh-13 については、斜長石-角閃石温度計 (Holland and Blundy 1994,  $\pm 40$  °C) を隣接する斜長石と角閃石のリムに適用した。圧力の効果は小さく、圧力を 150 MPa と仮定すると、801–823 °C の温度が得られた。以上の結果をまとめると、No-1, Lh-13 それぞれで、噴火直前の温度が 832–883 °C および 802–870 °C であったと推定され、各種温度計の誤差の範囲でほぼ一致している。また酸素分圧も、およそ NNO+1 で差がなかった。

推定した温度と、斜長石斑晶のリムの An 値の最頻値 (No-1: 48–50, Lh-13: 46–48) ，および石基ガラスの平均組成を用いて、斜長石とメルトの元素分配に基づく含水量計 (Waters and Lange 2015) を使用し、噴火直前のメルトの含水量を推定した。その結果、No-1 で 4.0–5.2 wt. %，Lh-13 で 4.2–5.9 wt. % のメルト含水量が得られた。水飽和を仮定したうえで、Newman and Lowenstern (2002) の溶解度モデルに基づいてこれらの含水量を圧力に換算すると、No-1 で 110–160 MPa，Lh-13 で 120–190 MPa となった。相平衡実験を行うことで、温度と特に圧力について、さらに制約を与えることができる。以下に、No-1 と Lh-13 を出発物質とした相平衡実験の結果についてまとめる。

## (4) 高温高压実験

### 1) 実験手法

No-1 と Lh-13 の軽石粉末を 1250 °C, 240MPa の条件で全溶解してガラスを合成し、出発物質とした。相平衡実験には、産総研内に設置された内熱式ガス圧装置 (SMC-5000) を使用し、温度 825–900 °C，圧力 1.0–3.5 kb の範囲でこれまでに計 18 回行った。そのうち 6 つの実験が今回追加したものである (825 °C, 250 MPa; 825 °C, 350 MPa; 840 °C, 160 MPa; 875 °C, 300 MPa; 900 °C, 100 MPa; 900 °C, 220 MPa) 。実験はすべて水飽和条件で行い、酸素分圧は磁鉄鈳-チタン鉄鈳温度酸素分圧計から推定された値 (NNO+1) に近い Ni-NiO で緩衝した。角閃石が出現する条件については、石基に微細な角閃石結晶が見られた。特に低温高压で顕著な傾向にあり、石基ガラスの分析の妨げになりうる。昇温後すぐにクエンチした実験産物の観察から、微細な角閃石結晶は昇温中に生成していることが分かった。そこで、825 °C, 250MPa および 825 °C, 350MPa の実験については、実験開始にまず 900 °C で 1h 保持し、微細な角閃石結晶を溶かした。その後目標の温度まで、できるだけ早く降温して、通常の実験と同様、保持を行った。試料を封入する

カプセルには、Tomoya et al. (2010)で使用された三重カプセルを採用した。まず、出発物質のガラスの粉末 10 mg 程度を、片端溶接した Ag50Pd50 カプセル (OD: 2.3 mm, ID: 2.0 mm) に入れたのち、カプセルのもう一端を機械的に閉じた。次に、閉じた Ag50Pd50 カプセルを、片端溶接して飽和量の水を入れた Pt カプセル (OD: 3.0 mm, ID: 2.5 mm) に挿入し、Pt カプセルのもう一端を溶接して封じた。そして、この二重カプセルを No-1 および Lh-13 の粉末それぞれについて用意した。最後に、これら 2 つの二重カプセルを Ni-NiO 粉末 (NNO, 重量比 Ni:NiO=10:1) と Ni の酸化に必要な十分な量の水とともに、片端溶接した肉厚 Au カプセル (OD: 8.0 mm, ID: 7.4 mm,) に挿入し、Au カプセルのもう一端を溶接することで三重カプセルとした。Pt および Au カプセルの溶接時は、水の蒸発を防ぐためカプセル下部を水浴させた。また溶接の前後で、大きな重量変化がないことを確かめた。溶接後は、150°Cにて 10 分加熱したのちに重量測定し、カプセルを封じることができているか確認した。相平衡実験は、実験時間は 118–262 時間である。実験試料の急冷の際は、試料をぶら下げている Mo ワイヤ (0.1 mm) を大電流で溶断し、試料を 200–300°C程度の圧力容器底部に落下させた。実験終了後には、水・Ni・NiO のすべてが Au カプセル内に残っているかどうか確認し、実験中に酸素分圧が緩衝されていたか確かめた。

## 2) 分析手法

樹脂包埋した実験産物の片面を鏡面研磨して炭素蒸着を施し、電子顕微鏡 (JMS-6610, JEOL) で組織観察を行うとともに、EDS (X-max, Oxford Instruments) の元素マッピングで相の同定を行った。局所化学組成分析には、軽石の分析同様、EMPA (JXA-8530F plus, JEOL) を用いた。分析条件は、加速電圧 15keV, 照射電流 10 nA であり、鉱物の分析にはビーム径 2  $\mu\text{m}$ , 含水石基ガラスの分析には ビーム径 20  $\mu\text{m}$  を用いた。結晶サイズがおよそ 10  $\mu\text{m}$  を下回るような鉱物については、加速電圧 10keV, 照射電流 6nA, ビーム径 2  $\mu\text{m}$  で分析を行った。実験産物中の結晶量および鉱物量比は、マスバランスで求めた。

## 3) 実験結果

### 3-1) 相関係

No-1 および Lh-13 の軽石を用いた実験産物の結晶相の相関係と代表的な実験産物の BSE 像を図 2.6-1 に示す。以降、No-1 および Lh-13 の軽石を用いた実験系をそれぞれ N の系、L の系と呼称する。実験産物には、結晶とメルトが急冷してできたガラスが含まれており、結晶相として斜長石(Pl)・石英(Qtz)・直方輝石(Opx)・単斜輝石(Cpx)・角閃石(Amph)・チタン鉄鉱(Ilm)が観察された。磁鉄鉱(Mt)の晶出は、すべての実験条件で観察されなかった。これは、実験における酸素雰囲気(~NNO)が、天然で見積もった値 (~NNO + 1) よりやや還元的であったことおよび、AgPd カプセルにメルト中の鉄の一部が吸収され、系が鉄にやや乏しくなったことと関係しているかもしれない。斜長石・石英・直方輝石・チタン鉄鉱の晶出線は、負の傾きで特徴づけられる。これは、高圧になるほどメルト中の飽和含水量が多くなり、晶出温度が低下したものと解釈できる。一方、角閃石の晶出は低温・高圧条件に限られ、晶出線は正の傾きを持っている。含水鉱物である角閃石は、飽和含水量の高い高圧で、より安定になると考えられる。単斜輝石については、高温かつ中程度の圧力の限られた温度圧力条件でしか晶出しなかった。低温低圧では、高い結晶

量のためにメルト組成が珪長質になり、そのようなメルトと平衡共存できないと考えられる。一方、高压では、高含水量のメルトと反応関係にあり、角閃石になるのだと考えられる。

次に、N および L の系の相関係にみられた差異について述べる。斜長石の晶出線は、L の系でより高温高压側に位置していた。角閃石については、L の系でより低压側まで安定であった。一方、石英や直方輝石、チタン鉄鉱の晶出線位置は、二つの系でほとんど差がなかった。このことは、やや CaO や Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に富む L の系で斜長石や角閃石がより安定になることを示唆する。この効果により、L の系でのみ、角閃石と単斜輝石が共存する条件が存在した。出発物質の軽石で見られた磁鉄鉱以外の斑晶鉱物組み合わせは、N の系では 840–875 °C, 130–170 MPa の条件で、L の系では 825–850 °C, 150–170 MPa の条件で再現できた。

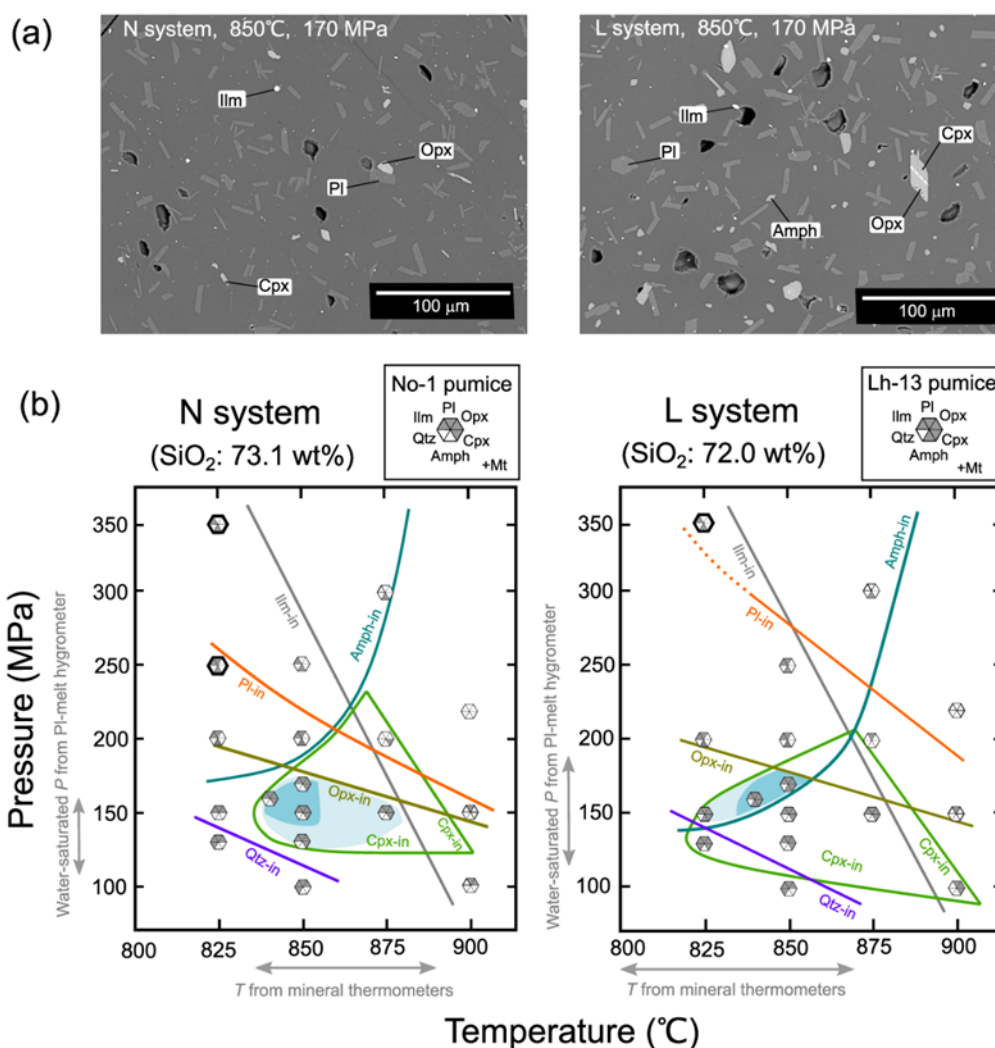


図 2.6-2 (a)代表的な実験産物の電子顕微鏡像。(b)相平衡実験で決定した相関係。すべての実験を水飽和条件で行い、酸素分圧は Ni-NiO で緩衝した。各実験の温度圧力条件は、六角形の凡例で示した。そのうち、灰色の三角形はその実験条件で晶出した鉱物の組み合わせを示し、もとの軽石に含まれる鉱物組み合わせを、相図右上に示した。太く黒ぶちされた六角形は、実験開始時に 900°C で 1 時間プレヒートした実験条件を示す。色付けされた曲線は、本実験によって決定された鉱物の晶出線である。in と書かれた側の温度圧力条件で鉱物が晶出した。斜長石の晶出線のう

ち、点線で示された部分は、プレヒートのため斜長石の各形成が起こりにくくなり、斜長石の晶出線位置に不確定性が残る部分を示している。薄い青色で塗りつぶされた領域は、もとの軽石に含まれる鉱物組み合わせ（磁鉄鉱以外）が再現された温度圧力条件を示す。濃い青色で塗りつぶされた領域は、鉱物組み合わせに加えて、鉱物組成や結晶量比が最もよく再現された条件を示す。

### 3-2) 鉱物及びガラス組成

#### 斜長石

実験で晶出した斜長石の平均 An 値の温度圧力依存性を図 2.6-3 に示す。N の系で 37–56, L の系で 41–59 の範囲に入り、圧力及び温度とともに上昇する傾向にあった。水飽和条件下において、圧力（メルト含水量）が上昇するほどに斜長石の An 値が増加する傾向は、珪長質マグマを用いた他の実験でも確認されている（例えば、Tomiya et al., 2010; Solaro et al., 2019）。No-1 および Lh-13 の軽石中の斜長石斑晶リムにおける An 値の最頻値は、N の系では 825 °C, 250 MPa と 850 °C, 150–170 MPa で、L の系では、840–850 °C, 130–160 MPa の条件で再現された。

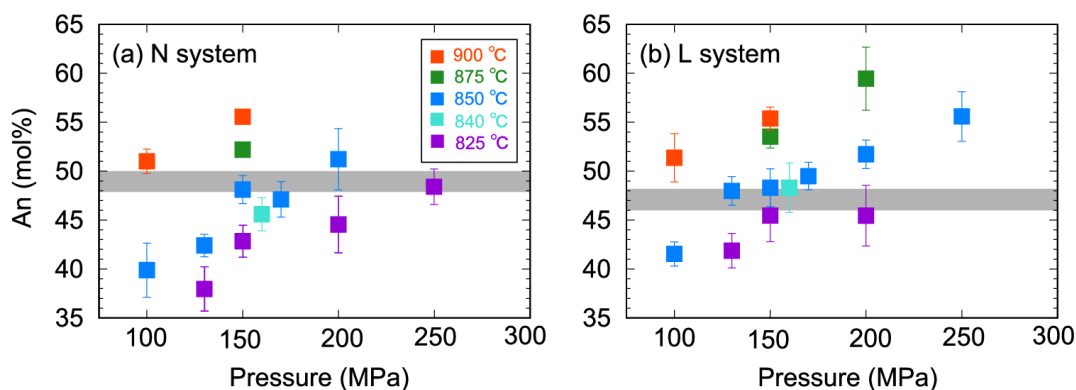


図 2.6-3 実験で晶出した長石の An 値。灰色の横棒は No-1 と Lh-13 の軽石に含まれる斜長石リムの An 値の最頻値を示す。

#### 輝石

実験で晶出した直方輝石と単斜輝石の平均化学組成を図 2.6-4 に示す。これら鉱物の組成は明瞭な温度圧力依存性を示さず、ほとんどの場合、直方輝石については、En55–65 および Wo3–8, 単斜輝石については、En40–45 および Wo36–40 であった。ただし、低温低圧条件（825 °C, 130–150 MPa と 850 °C, 100 MPa）では、直方輝石は鉄に富む傾向にあった（En40–50）。実験の単斜輝石の Wo 値は、天然に比べてわずかに低かった。実験で得られた輝石の Mg# は、AgPd カプセルへの鉄の吸収や、天然と実験での酸素分圧の差のため、天然と直接比較できない。一方、直方輝石と単斜輝石が共存する場合、鉄マグネシウムの分配係数  $K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{cpx} - \text{opx}} = (X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}} / X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}) / (X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} / X_{\text{Mg}}^{\text{opx}})$  を天然の軽石に含まれる輝石のペアと比較できる。Kd の値は、No-1 の軽石で、0.66–0.80, Lh-13 の軽石で 0.67–0.79 であり、実験で得られた Kd 値とほぼ一致する。ただし、L の系の 825 °C の実験では、Kd 値は 0.3–0.4 となり、天然で見られたような平衡状態にないと推定される。

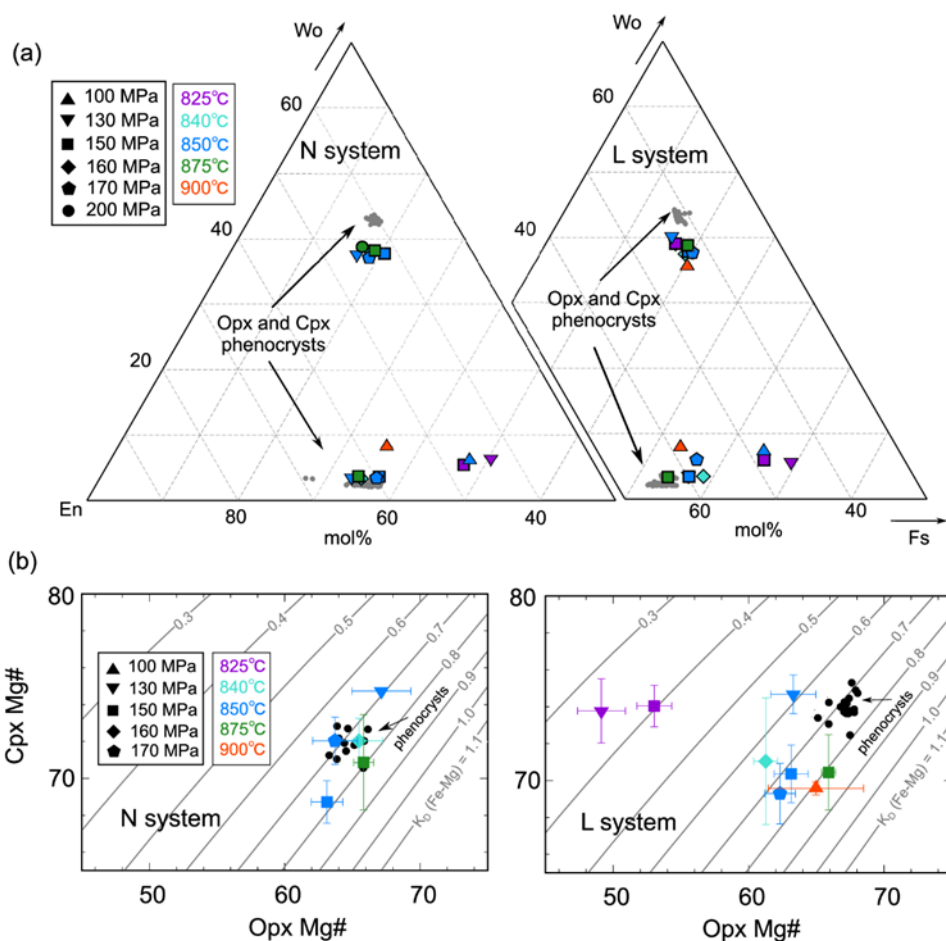


図 2.6-4 実験で晶出した直方輝石と単斜輝石の平均化学組成. 色付きの凡例が実験データを, 灰色または黒色のデータが天然の軽石のデータを示す. 図 b の灰色の等値線は鉄マグネシウムの分配係数を示す.

### 角閃石

実験で晶出した角閃石の平均化学組成を図 2.6-4 に示す. 実験で得られた角閃石は普通角閃石であり,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  量が 6.7–8.8 wt% で Mg# が 59–80 であった. 4 配位サイトの Al 量は高圧ほど高い傾向にあったが, その依存性は単純ではない. A サイトの (Na+K) 量は, 高温高圧ほど高いことが多かった. 実験で晶出した角閃石の 4 配位サイトの Al 量は, Lh-13 の角閃石のリムの組成よりやや高いが, A サイトの (Na+K) 量は, 850 °C, 250 MPa および 875 °C, 300 MPa の条件を除いては, Lh-13 の角閃石のリムの組成範囲に入っていた. Mg# は, 高温ほど高い傾向にあり, Lh-13 の角閃石のリムの値よりやや低い傾向にあった. ただし, 輝石の Mg# 同様, 天然試料とは単純に比較できない.

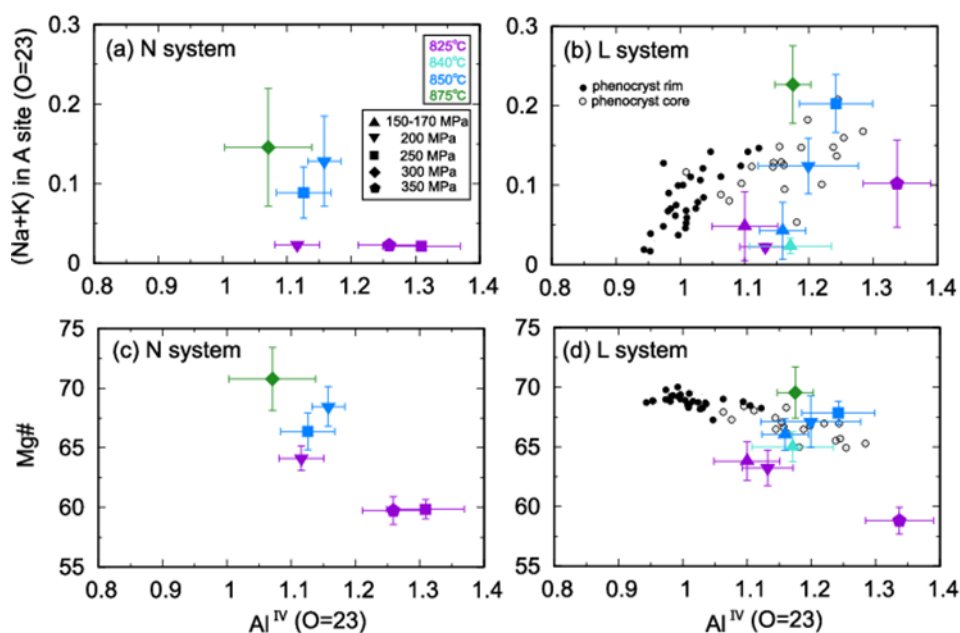


図 2.6-5 実験で晶出した角閃石の平均化学組成. A サイトの(Na+K)量と Mg#を 4 配位サイトの Al の量に対してプロットしている. 色付きのシンボルが実験データで, 黒のシンボルが Lh-13 の軽石に含まれる角閃石のデータを示す.

### チタン鉄鉱

実験で晶出したチタン鉄鉱はサイズが小さいため, 限られた条件でしか分析ができなかった. それらの  $X_{\text{Ilm}}$  値は 0.9 以上で, 軽石のチタン鉄鉱  $X_{\text{Ilm}}$  値 (0.75–0.78) よりかなり大きかった. 実験で磁鉄鉱が晶出しなかったことと関係しているかもしれない.

### ガラス

実験産物に含まれる残存ガラスの平均化学組成を図 2.6-6 に示す.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  および  $\text{CaO}$  量は  $\text{SiO}_2$  量の増加とともに, 単調に減少した. これは主に, 斜長石の結晶化によるものとも考えられる. 一方, 今回の実験で晶出した鉱物に不適合な  $\text{K}_2\text{O}$  の量は,  $\text{SiO}_2$  量の増加とともに, 増加した. ガラス組成は, 比較的, 低温・低圧条件で軽石中の石基ガラスに近い. 実験の残存ガラスの Mg# は, 出発物質のガラスや軽石中の石基ガラスより, 特に高温高圧で高い傾向にあり, AgPd カプセルによる鉄の吸収の影響を受けている可能性がある.



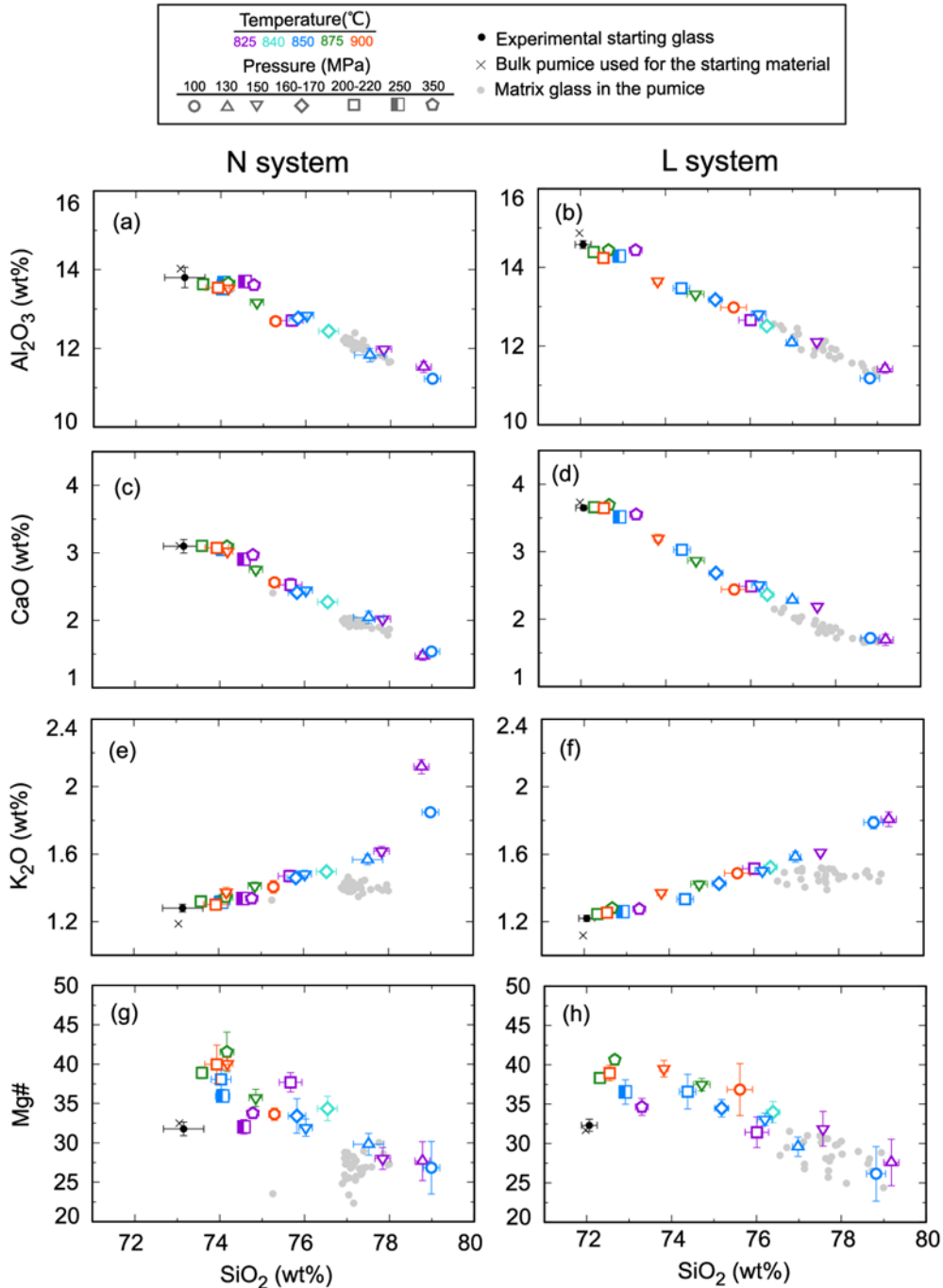


図 2.6-6 実験産物に含まれる残存ガラスの平均化学組成. 凡例は図の上部に示した.

### 3-3) 結晶度

実験産物の各鉱物の体積分率を図 2.6-7 に示す. 斜長石, 直方輝石, チタン鉄鈦の結晶分率は温度圧力の増加に従って, 減少する傾向にあった. 一方, 角閃石の結晶分率は高压で増加し, 高温ほど低い傾向にあった. 単斜輝石の結晶分率には, 明瞭な温度圧力依存性を見いだせなかった. 実験産物に含まれるすべての結晶の割合は, 温度圧力の増加に従って減少する傾向にあり, 主要な晶出鉱物である斜長石の影響を大きく受けていると考えられる. 鈦物組み合わせが再現された

温度圧力条件において、No-1 の斑晶量は 840–850 °C, 150–170 MPa で、Lh-13 の斑晶量は 840–850 °C, 160–170 MPa の条件で、±数 vol. % の範囲で再現された。各鉱物量も軽石に含まれる割合の ±~50 % の範囲で再現できているが、L の系の 840 °C, 160 MPa の条件では、直方輝石の量がやや少なくなる一方、角閃石の量が高くなる傾向にあった。

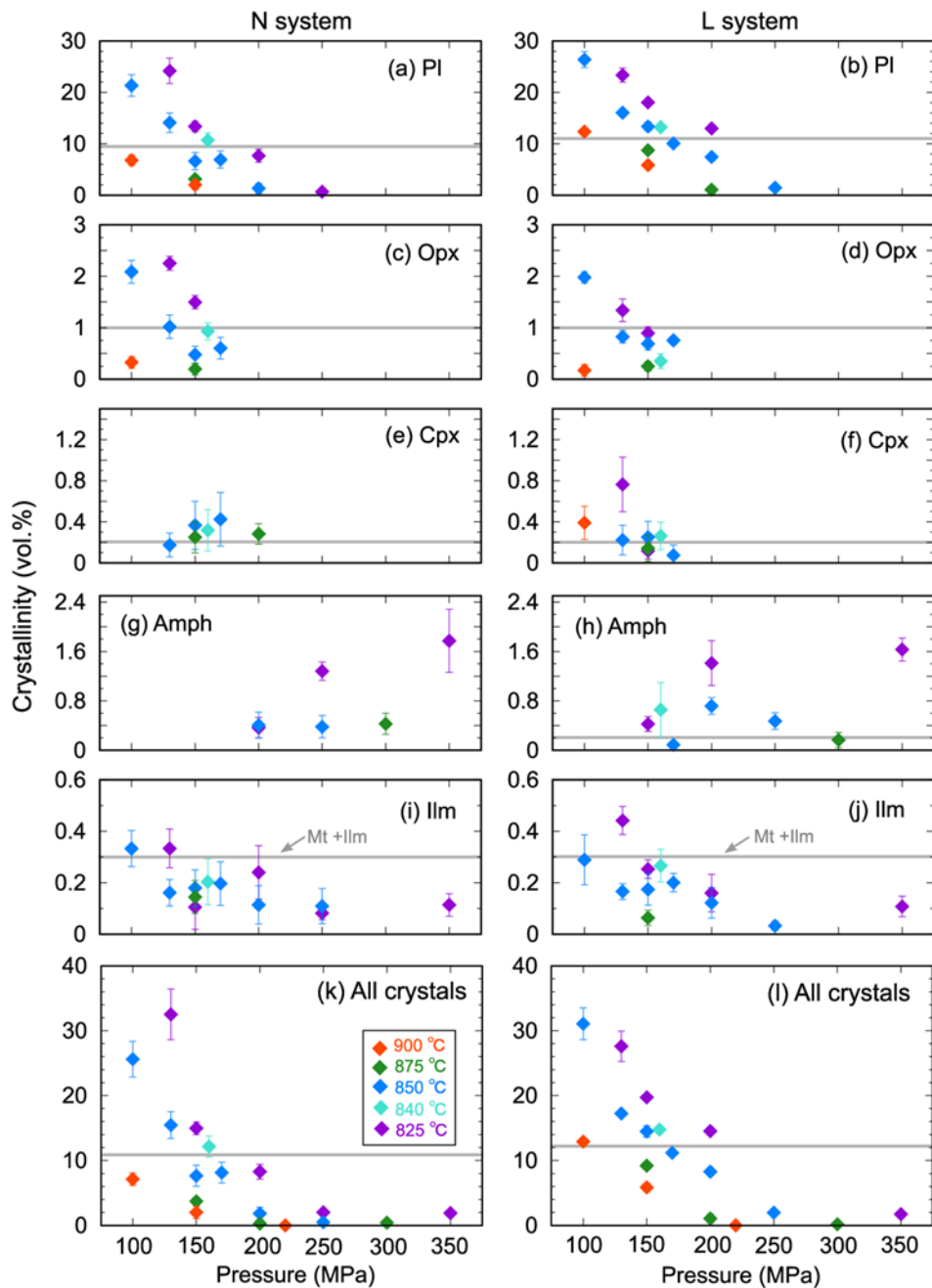


図 2.6-7 実験産物の各鉱物とすべての鉱物の結晶分率

## (5) 議論

### 1) 噴火前のマグマの蓄積条件

これまでに実施した相平衡実験により、水飽和条件での相図が完成し、No-1 および Lh-13 の軽石に含まれる磁鉄鉱以外の鉱物組み合わせが、N の系では 840–875 °C, 130–170 MPa の条件で、L の系では 825–850 °C, 150–170 MPa の条件で再現できることが分かった (図 2.6-2) . 今回の実験の酸素分圧(NNO)は、軽石で推定された値 (NNO+1) よりも低いので、酸素分圧に大きく依存した磁鉄鉱の結晶化や苦鉄質鉱物の Mg#の絶対値はマグマ蓄積条件の制約に使用しない. 先行研究によると、苦鉄質鉱物の晶出線位置も酸素分圧に依存する可能性がある. Cadoux et al., (2014) により行われた流紋岩質デイサイトマグマの相平衡実験の結果によると、QFM 条件に比べ、NNO+1 の環境下では、水に富んだ条件で直方輝石が不安定となる一方、角閃石は安定になることが示唆された. 一方で、単斜輝石の安定性にはほとんど影響は無かった. これと同様のことが今回の実験系でも起こるとすると、NNO+1 の条件の場合、二輝石 (と角閃石) が共存する条件は、より低温低圧側にシフトする可能性がある. そこで、実験に使用した出発物質のバルク組成を用いて Rhyolite-MELTS (Gualda & Ghiorso 2015) で相平衡計算し、酸素分圧が直方輝石の安定性に及ぼす影響を評価した. Rhyolite-MELTS は角閃石の安定性を再現できないので、角閃石と反応関係にある直方輝石や単斜輝石の安定性も正しく評価できていないが、ここでは、比較的再現性の良い直方輝石の安定性に関して、NNO と NNO+1 の相対的な差に着目した. その結果、100–200 MPa の条件において、同じ圧力で比較すると、N および L 系どちらも、NNO より NNO+1 で直方輝石の晶出温度が 20–25°C 低下することが分かった、この温度幅がどのくらい信用に足りるか不確実ではあるが、仮にこの温度分だけ直方輝石の晶出線が低温側にずれたとすれば、850°C, 170 MPa の条件では、鉱物組み合わせが再現できないことになる. 一方、NNO+1 にて角閃石の安定性が増すことを考慮すると、L の系では、850°C, 150 MPa の条件で、Lh-13 の鉱物組み合わせが再現できるようになるかもしれない. 今回、850°C, 170 MPa の条件をマグマ蓄積条件として否定はしないが、酸素分圧の影響で、最大の見積圧力が 10 MPa ほど下がる可能性があることに、留意する必要がある.

ここから、鉱物組成や結晶量を最もよく説明する条件を絞り込む. 鉱物組み合わせが再現できた条件において、斜長石の An 値の最頻値 ( $\pm 2$  mol%) と、直方輝石と単斜輝石の鉄マグネシウム分配係数、および角閃石の A サイトの(Na+K)量が、およそ軽石に含まれる斑晶のリムの値と一致する. ただし、L の系において、825 °C, 150 MPa の条件では、二輝石の鉄マグネシウム分配係数が天然から大きく外れる. 単斜輝石の Wo 量が天然よりやや低い理由ははっきりしない. 単斜輝石中の Ca の拡散が遅く (Cherniak & Dimanov, 2010), 実験時間内に平衡に至らなかった可能性もある. 実験で晶出した角閃石の 4 配位サイトの Al 量がやや高いのは、軽石中で見られる 4 配位サイトの Al 量と Mg# の逆相関を考慮すると、実験で Mg# がやや低かったことに起因するかもしれない.

実験の残存ガラスの組成変化は、およそ軽石の石基ガラスの組成変化トレンドを再現している. N の系について、鉱物組み合わせが再現できた条件の内、840–850 °C, 150–170 MPa の条件では、ガラスの SiO<sub>2</sub> 量が軽石の石基と同程度か 1wt% ほど低かった. 一方、875 °C, 150 MPa では、ガラスの SiO<sub>2</sub> 量は顕著に低かった. L の系についても同様に、825–850 °C, 160–170 MPa

の条件において、実験のガラス組成は軽石の石基組成と同程度か、未分化組成より 1wt%ほど低かった。結晶度について、N の系の 840–850 °C, 130–170 MPa の条件では、± 4 vol. %の範囲で、軽石の斑晶量 (11.1 vol.%) と一致した。875 °C, 150 MPa では 4 vol%と低く、ガラスの SiO<sub>2</sub> 量が顕著に低いことと調和的である。L の系の 840–850 °C, 160–170 MPa の条件では、± 2 vol. %の範囲で、軽石の斑晶量 (12.2 vol.%) と一致した。一方、825 °C, 150 MPa の条件の結晶度は 20 vol%と顕著に高かった。残存ガラスの SiO<sub>2</sub> 量がやや高いのは、実験の出発物質のガラスが、非平衡な斜長石コアを含んだバルク組成を持っているからかもしれない。非平衡な斜長石コアを含む場合、出発物質のバルク組成は平衡が達成されている実効的なバルク組成よりもやや未分化な組成となり、今回観察された差につながる可能性がある (Solaro et al., 2019)。

以上の実験の不確定性を考慮したうえで、鉱物組み合わせや、鉱物組成、結晶量を最もよく説明するマグマ蓄積条件として、噴火エピソード N では 840–850°C, 150–170 MPa, 噴火エピソード L では 840–850 °C, 160–170 MPa を提案する。実験はすべて水飽和条件で行われているため、実際のマグマが水不飽和な条件にあった場合、推定される蓄積圧力はより高くなる可能性があり、その可能性は今回の実験からは完全には否定できない。先行研究では、鉱物組み合わせや鉱物組成を説明することを理由に、水に不飽和な条件を提案することがほとんどであるが (例えば, Cadoux et al., 2014; Solaro et al., 2019), 今回の実験では、鉱物組み合わせや、鉱物組成、鉱物量比を水飽和条件でほとんど説明できるため、水に不飽和な条件を持ち出す必要は必ずしもない。すなわち、昨年度報告書では L の系の鉱物組成や鉱物の結晶量比の不一致が酸素分圧の差では説明できないので、マグマ中の含水量を変えた水に不飽和な条件での実験が必要だと結論付けたが、その必要性はない。また、地質温度計から推定した温度や、斜長石–メルトの元素分配を利用した含水量計から推定される水飽和圧力は実験から推定した温度圧力条件と矛盾しない (図 2.6-2)。ゆえに、仮に実際のマグマが水不飽和状態だったとしても、水飽和に近い状態であったと期待される。今回の実験により、マグマ蓄積の温度圧力条件がより狭い範囲に制約された。そして、噴火エピソード N と L の珪長質端成分マグマには、角閃石の有無という大きな違いがあったが、ほとんど同じ温度・圧力 (と酸素分圧・メルト含水量) 条件で蓄積していたことが示唆された。

## 2) 噴火エピソード L のマグマにて角閃石が結晶化した原因

No-1 の軽石と Lh-13 の軽石には、斜長石、直方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱が共通して含まれていたが、角閃石は Lh-13 の軽石にのみ含まれていた。その差は、温度圧力といったマグマ蓄積条件を反映している可能性がある。しかし、両軽石の岩石学的解析とそれらを出発物質として行った水飽和相平衡実験の結果、噴火エピソード N と L のマグマ蓄積温度や、圧力、酸素分圧はほとんど変わらず、角閃石が斜長石、直方輝石、単斜輝石、チタン鉄鉱と共存できるのは L の系だけであることが分かった。この結果は、角閃石の結晶化にマグマのバルク組成が大きな役割を果たしていることを示唆する。前述のように、今回は水に不飽和な実験を行っていないので、メルト含水量の差が角閃石の結晶化に影響を与えていた可能性を完全には否定できない。しかし、鉱物組み合わせや、鉱物組成、鉱物量比を水飽和条件でほとんど説明できるため、バルク組成の影響が主要因ではないかと考えている。

Lh-13 の軽石 ( $\text{SiO}_2 = 72.0 \text{ wt.}\%$ ) は、No-1 の軽石 ( $\text{SiO}_2 = 73.1 \text{ wt.}\%$ ) よりも未分化であるが、 $\text{SiO}_2$  量の低い噴火エピソード N の他の軽石 ( $\text{SiO}_2 = 71.7 \text{ wt.}\%$ ) も No-1 と同様に角閃石を欠くことから (Kudo et al., 2019), 全岩の  $\text{SiO}_2$  量は重要でないと考えられる. 3-1) で述べた通り, 噴火エピソード L 噴出物は, 噴火エピソード N の噴出物よりも普通角閃石の主要成分である CaO と  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富む傾向があり, これらの量が角閃石の安定性に影響を与えている可能性がある. Cadoux et al. (2014) は, 1 wt.% に満たない全岩化学組成の差が, 相関係に大きな影響を与えることを明らかにした. 彼女らは, 組成の似通った 4 種のデイサイトおよび流紋岩質デイサイトマグマ ( $\text{SiO}_2$ : 66.8–71.2 wt.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 14.9–15.4 wt.%, CaO: 2.0–3.1 wt.%) を対象に相平衡実験を行った. その結果,  $\text{SiO}_2$  や  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の量とは無関係に, CaO 量が少ないほど, 角閃石の安定性が抑えられることが分かった. この事実と本研究の実験結果は, CaO 量が噴火エピソード N と L の珪長質マグマ中の普通角閃石の安定性に大きな影響を与えていることを示唆する.

CaO 量が普通角閃石の安定性を支配する場合, 噴火エピソード N の噴出物の内, CaO に富むものは同マグマ蓄積条件でも角閃石を生じる可能性がある. No-1 ( $\text{SiO}_2$ : 73.1 wt.%, CaO: 3.1 wt.%) よりも未分化な  $\text{SiO}_2 = 71.7 \text{ wt.}\%$  の噴火エピソード N の軽石について, 高い CaO (3.43 wt.%) を持つ一方で, No-1 と同じ鉱物組み合わせを持つ (普通角閃石を欠く) と報告されている. この CaO 量は, 噴火エピソード N の噴出物の CaO 量の最大値 (3.53 wt.%) に近い一方, 噴火エピソード L の珪長質端成分軽石 (Lh-13) の CaO 量 (3.73 wt.%) より小さい. ゆえに, 噴火エピソード N の噴出物のほとんどは, 低い CaO 量のため, 普通角閃石を含まない一方, 噴火エピソード L の噴出物は, 高い CaO 量のため, 普通角閃石を含んでいたのではないかと考えられる. ただし, この結論は, 噴火エピソード N と L のすべての噴出物が, それぞれ No-1 および Lh-13 と同じマグマ蓄積条件で貯留していたとする仮定に基づいており, その仮定が正しいのか今後検証する必要がある.

### 3) 地震波観測結果との比較

今回制約したマグマ蓄積圧力は, 平均の地殻密度を  $2.45 \text{ g/cm}^3$  と仮定すると, 噴火エピソード N で深度 6.3–7.1 km (圧力 150–170 MPa), 噴火エピソード L で 6.7–7.1 km (圧力 150–160 MPa) と換算される. ここでは, 過去のマグマの蓄積深度と現在の十和田火山下の地震波観測結果を比較する (図 2.6-8). まず観測結果について説明する. Chen et al. (2018) は常時微動を用いたトモグラフィにより, 東北日本の地殻の S 波速度構造を推定した. 彼らの結果によると, 最大で 4% の低速度異常が, 十和田カルデラの北に位置する八甲田山の地下 7.5 km を中心に分布している. 速度異常の中心は十和田カルデラ直下からずれているものの, 噴火エピソード N と L のマグマの蓄積深度の上限とおよそ一致する. Chen et al. (2020) では PS 変換波を用いたレーバー関数解析によって, 同地域の地殻に速度不連続面を検出している. その結果, レシーバ関数の負の振幅, すなわち, 深度方向に速度が局所的に低下する領域が, 十和田カルデラの地下 6 km と十和田カルデラと八甲田山の間地点の地下 9 km 付近に存在することが明らかになった. 彼らはそのような領域を, クリスタルマッシュ上部のメルトに富んだ部分だと解釈したが, その解釈は一意ではない. 彼らの東北日本全体の観測で得られた最も大きな負の振幅でも, メルト分率は 10% 程度と推定され, それよりも振幅の小さい十和田火山下では, メルト分率はさらに低く見積

もられるはずである。しかし、メルトが存在する領域の厚みが地震波の波長（数 km）よりも小さい場合、メルト分率を大きく過小評価している可能性があり、噴火可能なマグマが存在している可能性を否定できない（Rasht-Behesht et al., 2020）。例えば、噴火エピソード N と L それぞれで噴出したマグマの体積を  $20 \text{ km}^3$  とし、直径 10 km の円で近似したカルデラの面積で割るとその厚さは約 0.25 km で、地震波の波長よりずっと小さい。一方で、低速度域がマグマではなく、水に富んだ流体の存在を示す可能性もあり、注意が必要である。

Chen et al., (2020)は、レシーバ関数の負の振幅の深さは、深さ 2–15 km の範囲で、およそ 1–2 km の不確定性を持つと推定した。一方、今回実験から見積もったカルデラ噴火のマグマだまり圧力に関しては、酸素分圧の影響で、最大見積圧力が 10 MPa（深さにして約 0.4 km）ほど下がる可能性がある。これら想定される不確定性の範囲の中で、十和田カルデラの地下で見つかったレシーバ関数の負の振幅の領域の深さ 6 km は、今回制約したマグマ蓄積深度と一致する。この一致は、仮に十和田火山直下にマグマが存在した場合、過去にカルデラ噴火を起こしたマグマと同じ深さに蓄積されていること示唆する。

マグマ蓄積深度は、マグマだまりが噴火可能な状態（結晶分率 < 50%）を維持したまま、成長できるか否か予想する上で重要である。Huber et al. (2019)のモデル計算によると、マグマだまりが噴火可能な状態を維持して成長可能な圧力範囲は  $200 \pm 50 \text{ MPa}$ （深さにして 6–10 km）となるらしい。浅部の地殻では、二次沸騰により頻繁に小規模の噴火が起こり、マグマが正味で流出するため、マグマだまりの収縮が起こる。一方、地殻深部では、マグマの注入等で生じた過剰圧が粘性流動で素早く解消されてしまうため、噴火を起こさず、深成岩として固結してしまう。正確な圧力範囲は、モデルで考量されていない要素（例えば、テクトニックな応力）によって変化することがあり得るが、本研究で制約された噴火エピソード N と L の蓄積深度および Chen et al., (2020)で明らかになった地震波の低速度領域の深度は、提案された圧力範囲の下限と一致する。ゆえに、十和田火山直下にマグマが存在した場合、これまでに高いマグマ供給率などの他の条件が満たされていれば、噴火可能な状態で蓄積している可能性がある。

以上、地球物理観測で巨大なマグマだまりを曖昧さなく検出するのは難しいが、相平衡実験によって、過去にカルデラ噴火を起こしたマグマの蓄積深度を狭い範囲に制約することでできれば、地震波低速度領域が噴火可能なマグマが大量に蓄積しうる深度に存在するかどうか判断する助けとなる。

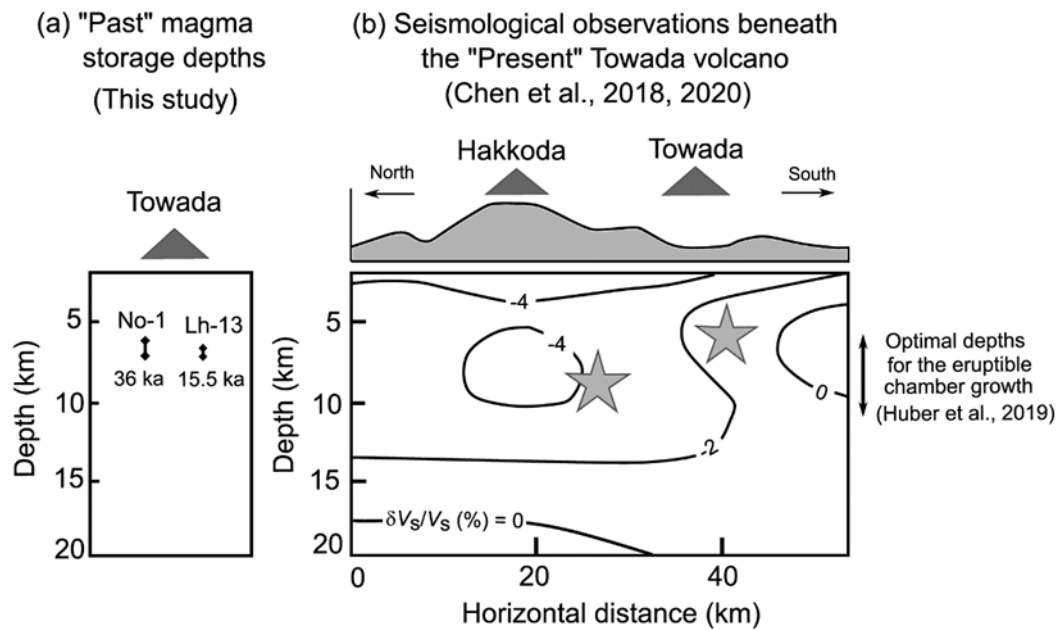


図 2.6-7 本研究で制約した噴火エピソード N と L のマグマだまり深度(a)と、現在の十和田火山下の地震波速度構造 (b)との比較. 図 b の等値線は, Chen et al. (2018)で調べられた S 波速度の偏差を示している. 図上部の灰色のシルエットは, 地表の地形を表す (Chen et al. 2018) . 三角形は火山の場所す. 灰色の星印は, Chen et al. (2020)が検出したレシーバ関数の負の振幅の深度を示す.

#### 引用文献

- Andersen, D. J. & Lindsley, D. H. (1985). New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *In Abstracts of American Geophysical Union 1985 Spring Meeting. EOS Transactions, American Geophysical Union 66*(18), 416.
- Allan, A. S., Morgan, D. J., Wilson, C. J., & Millet, M. A. (2013). From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 166*(1), 143-164.
- Black, B. A., & Andrews, B. J. (2020). Petrologic imaging of the architecture of magma reservoirs feeding caldera-forming eruptions. *Earth and Planetary Science Letters, 552*, 116572.
- Cadoux, A., Scaillet, B., Druitt, T. H., & Deloule, E. (2014). Magma storage conditions of large Plinian eruptions of Santorini Volcano (Greece). *Journal of Petrology, 55*(6), 1129-1171.
- Cashman, K. V., & Giordano, G. (2014). Calderas and magma reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 288*, 28-45.
- Chen, K. X., Fischer, K. M., Hua, J., & Gung, Y. (2020). Imaging crustal melt beneath northeast Japan with Ps receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters, 537*, 116173.

- Chen, K. X., Gung, Y., Kuo, B. Y., & Huang, T. Y. (2018). Crustal magmatism and deformation fabrics in northeast Japan revealed by ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*(10), 8891-8906.
- Cherniak, D. J., & Dimanov, A. (2010). Diffusion in pyroxene, mica and amphibole. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *72*(1), 641-690.
- Cooper, K. M., & Kent, A. J. (2014). Rapid remobilization of magmatic crystals kept in cold storage. *Nature*, *506*(7489), 480-483.
- Cordell, D., Hill, G., Bachmann, O., Moorkamp, M., & Huber, C. (2022). Estimating melt fraction in silicic systems using Bayesian inversion of magnetotelluric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107470.
- Gualda, G. A., & Ghiorso, M. S. (2015). MELTS\_Excel: A Microsoft Excel-based MELTS interface for research and teaching of magma properties and evolution. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *16*(1), 315-324.
- Gualda, G. A., Pamukcu, A. S., Ghiorso, M. S., Anderson Jr, A. T., Sutton, S. R., & Rivers, M. L. (2012). Timescales of quartz crystallization and the longevity of the Bishop giant magma body. *PLoS one*, *7*(5), e37492.
- Hayakawa, Y. (1985). Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, *60*, 507-592.
- Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to mineralogy and petrology*, *116*(4), 433-447.
- Huber, C., Townsend, M., Degruyter, W., & Bachmann, O. (2019). Optimal depth of subvolcanic magma chamber growth controlled by volatiles and crust rheology. *Nature Geoscience*, *12*(9), 762-768.
- Kudo, T., Uchino, T., & Hamasaki, S. (2019). Geology of the Towada Ko District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 192 p. (in Japanese with English abstract)
- Lees, J. M. (2007). Seismic tomography of magmatic systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *167*(1-4), 37-56.
- Newman, S., & Lowenstern, J. B. (2002). VolatileCalc: a silicate melt-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> solution model written in Visual Basic for excel. *Computers & Geosciences*, *28*(5), 597-604.
- Pritchard, M. E., & Gregg, P. M. (2016). Geophysical evidence for silicic crustal melt in the continents: where, what kind, and how much?. *Elements*, *12*(2), 121-127.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, *69*(1), 61-120.
- Rasht-Behesht, M., Huber, C., & Mancinelli, N. J. (2020). Detectability of melt-rich lenses in magmatic reservoirs from teleseismic waveform modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *125*(9), e2020JB020264.



- Solaro, C., Martel, C., Champallier, R., Boudon, G., Balcone-Boissard, H., & Pichavant, M. (2019). Petrological and experimental constraints on magma storage for large pumiceous eruptions in Dominica island (Lesser Antilles). *Bulletin of Volcanology*, *81*(9), 55.
- Tomiya, A., Takahashi, E., Furukawa, N., & Suzuki, T. (2010). Depth and evolution of a silicic magma chamber: melting experiments on a low-K rhyolite from Usu Volcano, Japan. *Journal of Petrology*, *51*(6), 1333-1354.
- Waters, L. E., & Lange, R. A. (2015). An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American Mineralogist*, *100*(10), 2172-2184.
- Yamamoto, T., Kudo, T., & Isizuka, O. (2018). Temporal variations in volumetric magmaeruption rates of Quaternary volcanoes in Japan. *Earth, Planets and Space*, *70*(1), 65.
- 産業技術総合研究所 (2020) 平成 31 年度火山影響評価に係る技術的知見の整備.
- 産業技術総合研究所 (2021) 令和 2 年度火山影響評価に係る技術的知見の整備.